Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scriviatal (Prov. Alessandria und Genua)

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von

Hillert Ibbeken

aus

Berlin

1962

Druck:

Ernst - Reuter - Gesellschaft
der Förderer und Freunde der Freien Universität e.V.

Dissertations - Druckstelle

Berlin-Dahlem, Garystr. 45, Tel.: 76 52 61, App. 668

Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scriviatal (Prov. Alessandria und Genua)

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von

Hillert Ibbeken

aus

Berlin

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter
II. Referent: Prof. Dr. K. R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 26.3.1962
Tag der Promotion: 25. Juli 1962

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
1.0	VORWORT	5
2.0	EINLEITUNG	
2.1	Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes .	6
2.2	Historischer Rückblick	8
2.3	Aufgabenstellung und Arbeitsunterlagen .	11
3.0	STRATIGRAPHIE	
3.1	Der Nordostteil der Gruppe von Voltri	
3.11	Die Ophiolithe	12
3.111	Der Peridotit	13
3.112	Der Serpentinit	14
3.12	Die Sedimente	15
3.121	Die Trias von Casa Ferriere	16
3.122	Die Trias von Pian di Castagne	18
3.2	Der Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio .	20
3.21	Die Trias	21
3.211	Das Nor	21
3.212	Das Rät	23
3.22	Der Jura	27
3.221	Der Lias	28
3.222	Der Oberjura	30
3.223	Die Grüngesteine des Jura	35
3.3	Die Kreideserien	40
3.31	Die Unterkreide (Argilloscisti)	41
3.311	Niveau I (noch Jura)	42
3.312	Niveau II	43
3.313	Niveau III	44
3.314	Niveau IV	46
3.315	Niveau V	49
3.316	Niveau VI	51
3.317	Zusammenfassung der Argilloscisti . . .	53
3.32	Die Oberkreide	55
3.321	Die Montoggioschiefer	55
3.322	Die Scisti policromi	58
3.323	Der Antola-Alberese	61
3.324	Die Fossilien des Alberese	65

		Seite
3.4	Das Oligozänkonglomerat	68
3.5	Stratigraphischer Vergleich mit anderen Serien	71
4.0	TEKTONIK	75
4.1	Der Nordostteil der Gruppe von Voltri .	75
4.2	Der Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio	
4.21	Die Verteilung der tektonischen Elemente	77
4.211	Molini - Acquastriata	78
4.212	Acquastriata - Lavagetta	78
4.213	Lavagetta - Morsone	80
4.214	Morsone - Frascio	82
4.22	Tektonische Synthese	83
4.3	Die Kreideserien	
4.31	Die Unterkreide (Argilloscisti)	88
4.32	Die Oberkreide (Antola-Alberese). . . .	91
4.321	Monte Tacche, Lago di Val Noci und Madonna delle Tre Fontane	92
4.322	Rio Grande, Montemoro	94
4.323	Monte Badriga	94
4.33	Tektonische Synthese	96
4.34	Das Alter der Tektonik	98
4.4	Das Oligozänkonglomerat	99
5.0	DAS RELIEF DES ARBEITSGEBIETES	102
6.0	ZUSAMMENFASSUNG , RIASSUNTO	103
7.0	LITERATURVERZEICHNIS	111

Anlage: 2 geol. Karten und 1 Profiltafel

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit enthält die Ergebnisse einer Kartierung des Nordteils der Zone Sestri-Voltaggio und des oberen Scrivia - Tales in der Umgebung von Montoggio im nordwestlichen Apennin.

Die Themenstellung wurde von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter, gegeben, dem ich für zahlreiche Hinweise und Anregungen zu dieser Arbeit und laufende Förderung meinen herzlichsten Dank aussprechen möchte.

Bei der Untersuchung und Bestimmung von Fossilien unterstützten mich liebenswürdigerweise die Herren Professoren O. Seitz, Hannover, und E. Seilacher, Göttingen, Herr Dr. H. Hagn, München, sowie Signora T.C. Tacoli, Modena, denen ich zu großem Dank verpflichtet bin.

Herrn Professor Dr. Karl Richard Mehnert, der mich in petrographischen Fragen beriet, danke ich an dieser Stelle sehr.

Eine überaus freundliche Aufnahme fand ich am geologischen Institut der Universität Genua. Herr Professor S. Conti stellte mir sämtliche Literatur zur Verfügung; für die interessanten Diskussionen möchte ich ihm hier meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

2.0. EINLEITUNG

2.1. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes

Die Bergzüge des Apennin, die aus der italienischen Halbinsel heraufziehen und um die nördliche Thyrrhenis herum in den Westalpenbogen münden, verschmälern sich im Hinterland von Genua auf etwa 25 km Breite. Zwischen den Flyschsedimenten des Ligurikum im Osten und dem Serpentinitblock der penninischen Gruppe von Voltri im Westen steht ein schmaler, N-S streichender Streifen mesozoischer Sedimente: Die sogenannte Zone Sestri-Voltaggio (Abb. 1).

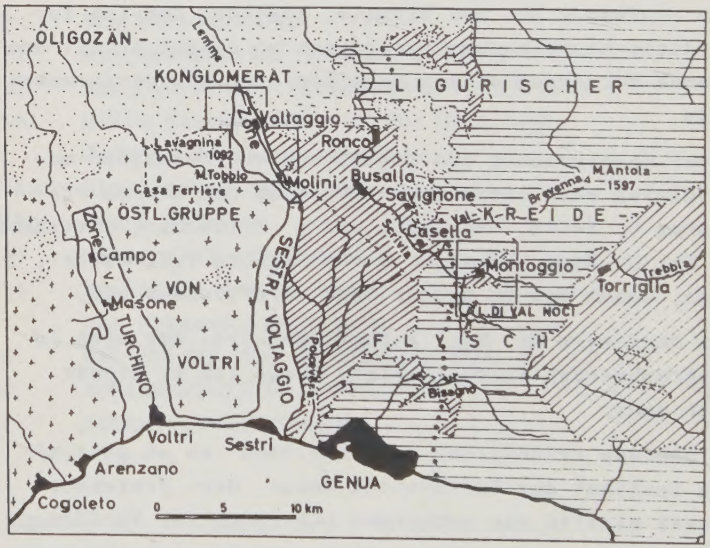


Abb. 1. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebiets (ergänzt nach J.SCHNEIDER 1935). Stark schematisiert. Die gestrichelten Linien bezeichnen das bearbeitete Gebiet, die kartierten Abschnitte (Voltaggio und Montoggio) sind durchgehend umrandet.

Dieser Streifen grenzt im Westen an einer scharfen, tektonischen Trennlinie, der Linie Sestri-Voltaggio, gegen die Gruppe von Voltri. Im folgenden werden diejenigen triassischen und jurassischen Gesteine mit ihren Ophiolithen unter dem Namen "Zone Sestri-Voltaggio" zusammengefaßt, die östlich der Linie Sestri-Voltaggio zwischen dieser und den Kreideserien der Argilloscisti liegen. Die Ostgrenze der Zone Sestri-Voltaggio ist unscharf, da die tiefsten Teile der Argilloscisti noch dem Jura angehören und die Jura-Kreidegrenze nicht genau festzulegen ist.

Die Zone Sestri-Voltaggio, die im Norden unter die jungen Sedimente der Poebene abtaucht und im Süden noch eine untermeerische Fortsetzung findet, gehört landschaftlich zu Ligurien und Piemont, politisch zu den Provinzen Genua und Alessandria. Mit den angrenzenden Teilen der Gruppe von Voltri und des ligurischen Flysches wird die Zone Sestri-Voltaggio durch die apennine Hauptwasserscheide ungefähr in ein nördliches und zwei südliche Drittel geteilt. Die vorliegende Arbeit behandelt den nördlichen Teil, in dessen Verlauf folgende Orte liegen (Abb. 1): Montoggio, Casella und Savignone im SE, Busalla und Ronco Scrivia im mittleren Teil sowie Molini di Fraconalto und Voltaggio im NW. Die wichtigsten geographischen Punkte sind der Monte Tobbio (1092m) und die Laghi Lavagnina im NW sowie der Monte Bano (1035m) oberhalb des Lago di Val Noci im SE. Die nördliche Begrenzung bilden die Oligozänkonglomerate, die bereits zu den Sedimenten der Poebene überleiten, mit dem Monte Lanzone (804m), Monte Porale (856m) und dem Monte Maggio (978m).

Die Südgrenze fällt vom Paß bei Crocetta d'Orero (468m) bis zum Passo di Giovi (472m) etwa mit der Hauptwasserscheide zusammen, schwenkt jedoch vor dem Passo della Bocchetta (772m) nach Norden, berührt Molini und läuft über den Monte Tobbio zu den Case Ferriere bei den Laghi Lavagnina.

Das Gebiet wird von dem Scrivia, dem Lemme und dem Gorzente (Piota) entwässert, diese Flüsse gehören zum Einzugsgebiet des Po.

2.2 Historischer Rückblick

Das Problem der Zone Sestri-Voltaggio als Ausdruck einer Alpen-Apenningrenze wird in einer ausgesprochen reichhaltigen Literatur behandelt, deren erste Anfänge weit über hundert Jahre zurückreichen. Die stratigraphische Unsicherheit gestattete zusammen mit einer entsprechend beziehungsarmen Tektonik eine ganze Reihe verschiedenster Deutungsversuche. In einer der jüngsten Bearbeitungen des Gebiets (P.CRETTAZ 1955) wird die Geschichte der Geologie Liguriens, soweit sie die Geologie der Zone Sestri-Voltaggio und deren Umgebung bis zum Scrivia anbelangt, bereits detailliert beschrieben. Deshalb soll hier nur ein kurzer Überblick gegeben werden:

Ohne von einer Alpen-Apenningrenze zu sprechen, unterscheidet VIVIANI (1807) die Gesteine der Gruppe von Voltri von denen der Zone Sestri-Voltaggio. Die Entstehung der Grüngesteine von Voltri legt PARETO (1846) an die Wende Kreide-Tertiär. Ganz anders GASTALDI (1874), der ihnen archaisches Alter zuschreibt. FRANCHI (1899) faßt sie seinerseits als Teil der "Zone a pietre verdi" auf und hält sie so für mesozoisch. In einer späteren Arbeit (1912) betont derselbe Autor die Altersunterschiede der Serien beiderseits der Triasaufbrüche, die schon früh als sichere Trias erkannt wurden: Im Westen Mesozoikum, im Osten Eozän. 1911 hatten nämlich TERMIER und BOUSSAC die beiden Serien für altersgleich angesehn und lediglich von einem unterschiedlichen Metamorphosegrad gesprochen: Schistes lustrés im Westen und schwach metamorpher Jura einschließlich der Argilloscisti im Osten. Die Alpen-Apenningrenze legten sie deshalb westlich der Gruppe von Voltri. Die Vorstellung eines verschieden metamorphen Jura findet sich auch bei SCHNEIDER und TEICHMÜLLER (1935), die soweit gingen, auch Anteile der Argille scagliose östlich der Monte-Antola-Zone dem Jura einzugliedern. Die Alpen-Apenningrenze wurde jetzt zum erstenmal etwa 20km östlich der Zone Sestri-Voltaggio angenommen und zwar aus tektonischen Gründen. Seitdem nämlich STEINMANN (1907) den apenninen Deckenbau postuliert hatte, wurden die verschiedensten Theorien aufgestellt, um im öst-

lichen Ligurikum die Überlagerung des tertiären Macignos durch die mesozoische Argille scagliose mit ihren wurzellosen Ophiolithen zu erklären. STILLE (1927) sah in dem Gebietsstreifen Genua - Isola del Cantone eine Scheitelzone mit beiderseitigem Deckenbau. Nach SCHNEIDER und TEICHMÜLLER, in deren Arbeiten diese Theorie ausgebaut wird, überschob das mesozoische Ligurikum den Tertiärflysch östlich der Scheitelzone sowie die Zone des Briançonnais im Westen. Damit ist aber vorgegriffen. ARGAND stufte 1911 den gesamten Raum zwischen dem Massiv von Savona und dem Genueser Flysch als Penninikum der Westalpen ein. Auch STAUB (1924) sah die Gruppe von Voltri als Penninikum an (Dent Blanche Decke). KOBER (1927) hielt die Zone Sestri-Voltaggio für die tektonisch stark überprägte Wurzel- und Narbenzone der (u.a.) S.Bernhard und Dent-Blanche Decke im Westen und der ligurischen Dekke im Osten. Nach ROVERETO (1923 u. 1931/32) ist die Gruppe von Voltri ebenfalls ein Teil der S.Bernhard Decke, in der Zone Sestri-Voltaggio endet die Ligurische Decke. Die Triasaufbrüche der Zone rechnet ROVERETO noch zum Penninikum der Gruppe von Voltri. Nach STAUB (1931 u. 1951) ist die Zone Sestri Voltaggio die Basis einer unterostalpinen Decke, die an das Hochpenninikum der östlichen Gruppe von Voltri grenzt.

Eine wesentliche Modifizierung der Deckentheorie besonders im östlichen Ligurien und der Toskana gibt DE WIJKERSLOOTH (1934), der zum erstenmal die Vorstellungen der gravitativen Gleitung von Sedimentmassen auf die apennine Tektonik anwendet und damit die Grundlagen für die neueren italienischen Theorien schafft. Diese beziehen sich jedoch nicht auf die Zone Sestri-Voltaggio. Nach DE WIJKERSLOOTH liegt die Alpen-Apenningrenze an der Zone Sestri-Voltaggio, die den Westrand der Ligurischen Decke bildet. RICHTER-BERNBURG (1951) deutet die Zone als Rudiment einer nach Westen vorgeschobenen Decke, die nicht mehr vorhanden ist. Die Triasvorkommen der Zone Sestri-Voltaggio werden als nach Westen übergelegte Sättel angesprochen. Schon ROVERETO, SCHNEIDER und TEICHMÜLLER sahen in den Triasaufbrüchen eine große, langgestreckte Anti-

klinalzone. Für die westvergente Aufpressung des triadischen Unterlagers der Ophiolithformation macht BEHRMANN (1958) eine Salztektonik der Trias verantwortlich, die auch die oberflächennahe, intensive Tektonik der Zone Sestri-Voltaggio bewirkt haben soll. Die Theorie des Ligurischen Scheitels wird von ihm übernommen, die nach Osten abklingende Metamorphose glaubt er durch den Basalschutz der nach Norden unter einen dickeren Sedimentmantel abtauchenden Caporalinoschwelle begründet.

P. CRETTAZ (1955), der eingehende Untersuchungen in der Zone Sestri-Voltaggio anstellte, deutet sie als eine Anzahl sich von S nach N ablösender Schuppenelemente mit unterostalpiner Faziesentwicklung. Diese Schuppenzone ist der Gruppe von Voltri als einer ihr grundverschiedenen Einheit aufgeschoben. Den Kreideflysch teilt CRETTAZ in einen tieferen, ophiolithführenden Teil (mittelostalpin) und einen höheren, ophiolithfreien Teil, der vom Eozänflysch des Nordapennin (Alberese) diskordant überdeckt wird.

Von SEGRE (1958) wurde die untermeerische Fortsetzung des Küstensaumes zwischen Antibes und Genua vermessen, wobei eine deutliche, N-S verlaufende Rinne als Verlängerung der Zone Sestri-Voltaggio erkannt werden konnte. M. RICHTER (1960) nimmt ein Nebeneinander von Ligurikum und Penninikum an. Der Ligurische Trog legt sich zwischen Südalpin und Hochpenninikum und setzt sich bis zu den Turiner Hügeln fort. Dieser Bereich wird in den Alpen (Graubünden) zum Unterostalpin. Weder östlich noch westlich der Zone Sestri-Voltaggio sind Hinweise auf einen Deckenbau gegeben. Diapirbewegungen der Argille scagliose verursachten zahlreiche Vergenzwechsel und lokale Überschiebungen. Es wird weiter auf die Ähnlichkeit zwischen dem Flysch von San Remo - Alassio und dem Nordapenninflysch hingewiesen, die sogar die Altersgleichheit betrifft.

2.3 Aufgabenstellung und Arbeitsunterlagen

Unter den vielen Versuchen, das Problem der stratigraphischen und tektonischen Sonderstellung der Zone Sestri-Voltaggio zu klären, findet sich keine Detailkartierung. Sie erschien deshalb als ein guter Weg, alte Gesichtspunkte beurteilen und neue finden zu können.

Die Aufgabe war, den nördlichen Teil der Zone Sestri-Voltaggio zu kartieren und ihren Beziehungen zum Ligurischen Flysch einerseits und zu den spärlichen Sedimentresten auf der östlichen Gruppe von Voltri andererseits nachzugehen. Im Flysch sollte weiter das Tal von Montoggio mit seiner Umgebung auskartiert werden.

Als Arbeitsunterlagen dienten die Karten des Istituto Geografico Militare mit den Blättern: St.Olcese, Savignone, Busalla, Voltaggio und Lerma (1:25 000). In den kartierten Gebieten (Umgebung von Montoggio und nördlicher Abschnitt der Zone Sestri-Voltaggio) wurde mit Vergrößerungen im Maßstab 1:10 000 gearbeitet.

An neueren geologischen Karten existieren lediglich die Blätter Genova und Rapallo der Carta Geologica Italia (1:100 000); weiterhin die Zusammenstellungen von SCHNEIDER und TEICHMÜLLER (1935), MERLA (1957) und BONI (1960), alles großmaßstäbliche Karten, die naturgemäß mehr dem regionalen Überblick als dem Detail gerecht werden.

3.0 STRATIGRAPHIE

3.1 Der Nordostteil der Gruppe von Voltri

3.11 Die Ophiolithe

Die Gruppe von Voltri stellt mit nahezu 1000 km^2 eines der größten Grüngesteinsgebiete der penninischen Zone dar. Das Massiv wird durch die Schistes lustrés der Zone von Turchino in einen östlichen und einen westlichen Teil getrennt (Abb.1). An den Ostrand der östlichen Gruppe von Voltri grenzt die Zone Sestri-Voltaggio. Der nördlichste Teil der Zone wird aber westlich nicht mehr von den Grüngesteinen der Voltri-Gruppe begleitet, sondern ragt rund 5 km in die Oligozänkonglomerate hinein, die hier weit auf den Nordostteil der Gruppe von Voltri transgredierten. Da sich die vorliegende Arbeit nur auf den Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio bezieht, konnte lediglich ein dem Gesamtvorkommen der Grüngesteine gegenüber verschwindend kleiner Teil aufgenommen werden, nämlich der Streifen zwischen Molini und Monte Tobbio. In diesem Gebiet stehen fast ausschließlich Peridotit und Serpentinit an. Mengenmässig stark zurücktretend gibt es noch einige andere verwandte magmatische und metamorphe Gesteine. So erwähnt FRANCHI (1920) ein eklogitartiges Gestein am Monte Tobbio, CRETTAZ (1955) beschreibt aus derselben Gegend verschiedene Kalksilikatfelse. Es wäre nur anhand genauer petrographischer Untersuchungen, die sich auf ein kleines Areal beschränkten, gerechtfertigt, Aussagen über diese vielfältigen und komplizierten Anteile zu machen. Derartige Untersuchungen wurden nicht angestellt.

3.111 Der Peridotit

Peridotit und Serpentinit sind die häufigsten Gesteine der Gruppe von Voltri. Im Gegensatz zum Serpentinit, der auch in dem vorgelagerten Gebiet der Zone Sestri-Voltaggio und den tiefen Argilloscisti allenthalben auftritt, beschränkt sich der Peridotit auf die Gruppe von Voltri, er steht in der Regel sogar in einiger Entfernung westlich der Linie Sestri-Voltaggio an, also mehr im Zentrum des Grüngesteinmassivs. So wird der stumpfe Kegel des Monte-Tobbio, 3 km westlich der Zone am Nordrand der Voltrigruppe gegen das Oligozänkonglomerat, zu großen Teilen von Peridotiten aufgebaut.

Die Farbe des Peridotits ist braungrün, allgemein sind bis 1 cm große Diallage, die metallisch glänzen und von der Verwitterung etwas herauspräpariert werden, so daß die Oberfläche des Peridotits stets rauh und griffig ist. Die Verwitterungsfarben sind meist rötlich, der dünne und lükkenhafte Boden trägt so gut wie keine Vegetation.

Im Schliffbild überwiegt Olivin, gefolgt von Klinopyroxenen ($Z \wedge C = 20 - 25^{o}$). Die Klinopyroxene sind meistens Diallage. Orthopyroxene sind sehr selten und meist schlecht von Diallagen mit enger Zwillingslamellierung zu unterscheiden. Chlorit kommt oft vor, an Erzen tritt Magnetit auf. Olivin und Pyroxen zeigen stets eine beginnende oder fortgeschrittene maschenförmige Serpentinisierung zusammen mit Maghemitbildung. Die Diallage sind zum Teil in Bastit umgewandelt.

Der Peridotit ist durch Übergänge steigender Serpentinisierung mit den Serpentiniten verbunden. Damit ist nicht gesagt, daß alle Serpentinite des Arbeitsgebiets auf diese Weise entstanden seien und die Peridotite sozusagen nur schwach serpentinisierte Reste einer einheitlichen Peridotitintrusion darstellten. Die Peridotite könnten z. B. auch mehraktig intrudiert sein. Diese Fragen führen aber sofort mitten in das Serpentinitproblem, das hier nicht diskutiert werden kann.

3.112 Der Serpentinit

Der Serpentinit ist das verbreitetste Gestein der Gruppe von Voltri. Auch in dem kleinen Anteil des Arbeitsgebiets überwiegen die Serpentinite bei weitem. Sie bauen den Geländestreifen zwischen den Peridotiten des Monte Tobbio und der Linie Sestri-Voltaggio auf. Innerhalb der Zone Sestri-Voltaggio fehlen die Serpentinite auf so gut wie keiner tektonischen Linie. In Vorkommen von 1 m bis 1 km Länge durchschwärmen sie förmlich den gesamten Raum der Zone, werden nach Osten hin weniger und klingen in den Basisteilen der Argilloscisti aus. Diese Serpentinite der Zone Sestri Voltaggio, die sich von denen der Voltri-Gruppe nur geringfügig unterscheiden, werden später beschrieben.

Der Serpentinit ist ein dichtes, grünschwarzes Gestein, gelegentlich mit hellen Flecken. Er ist in der Regel tektonisch stark beansprucht: Entweder eng geschiefert, mit gefältelten Schiefrigkeitsflächen, oder aber regellos zerschert und zerbrochen. Das Gestein zerfällt dann in Scherben mit glänzenden Harnischen. Asbest und Talk finden sich häufig. Stellenweise, z.B. im Ophicalcitbruch von Casa Bordane, ist schöner radialstrahliger Aktinolith in Individuen bis 5 cm Ø ausgebildet. Die verschiedenen Farb- und Härtevarietäten des Serpentinits zeigen im Schliff stets das gleiche Bild. In einer vollständig serpentinisierten Grundmasse schwimmen vereinzelte Reste von Diallagen. Relikte von Orthopyroxenen und Olivin sind sehr selten, diese Minerale wurden demnach bevorzugt serpentinisiert. Maghemit als Umwandlungsprodukt ist allgemein. Oft ist das Schliffbild von einem dunklen, feinen Pigment überstäubt. Die Textur ist stets schiefrig.

Eine interessante Besonderheit zeigt der Serpentinit bei den Case Ferriere südlich der Laghi Lavagnina, einer Lokalität, die weiter unten wegen eines triassischen Sedimentrestes noch näher beschrieben werden wird. In zahlreichen Gängen bis zu 50 cm Mächtigkeit treten hier nämlich inmitten des Serpentinits Goldquarzgänge auf, die bereits

seit langem bekannt sind und schon in der Antike abgebaut wurden.

Die blaugrünen, selten milchweißen Quarze beweisen, daß sich der Magmatismus im Raum der Gruppe von Voltri nicht mit Ultrabasiten erschöpfte, sondern auch noch Gesteine ganz anderer Genese hervorbrachte.

3.12 Die Sedimente

Sedimentreste als Zeugen einer ehemaligen sedimentären Bedeckung der östlichen Gruppe von Voltri sind - vom Tertiär abgesehen - ausgesprochen rar und beschränken sich im wesentlichen auf die randlichen Gebiete. Im Gegensatz zur Zone Sestri-Voltaggio, in deren Verlauf von Süd nach Nord generell immer die gleichen Gesteine miteinander verknüpft auftreten, differieren die Sedimente randlich auf dem Grüngesteinmassiv im Norden und Süden beträchtlich. So wird der Südteil der östlichen Gruppe von Voltri von auflagernden Schistes lustrés umsäumt, deren Metamorphosegrad in auffallendem Gegensatz zu dem nur schwach epimetamorphen Jura der Zone Sestri-Voltaggio steht. Diese Schistes lustrés leiten in die Zone von Turchino über. Im Norden dagegen sind auf der Gruppe von Voltri keinerlei Schistes lustrés entwickelt, sondern nur etwas Trias.

Die Art und Weise, in der der Grüngesteinsblock gegen die Poebene hin abtaucht, wie und unter welche Sedimente, läßt sich wegen der transgressiven Bedeckung durch das Oligozänkonglomerat nicht mehr sagen. Die Tatsache, daß der nördliche Ausläufer der Zone Sestri-Voltaggio, etwa von der Costa di Cravara an, das einheitliche 140°-Streichen beibehält, läßt vermuten, daß sich im Untergrund westlich der Zone das Grüngesteinsmassiv noch etwas nach Norden fortsetzt und das Streichen des Nordteils der Zone bestimmte, auch wenn sie oberflächlich nur ans Oligozänkonglomerat grenzt. Für diese Annahme spricht auch das Triasvorkommen von Pian di Castagne innerhalb der Oligozänkonglomerate. Zuvor sei jedoch mit der Triasplatte von Casa Ferriere ein Sedimentrest besprochen, der sicher

auf dem randlichen Grüngesteinsmassiv liegt.

3.121 Die Trias von Casa Ferriere

4 km westlich des Monte Tobbio und knapp 1 km südlich der Laghi Lavagnina liegt zwischen den Case Ferriere inferiore und di mezzo eine Platte von Dolomiten und Rätkalken, deren Mächtigkeit 80 m nicht überschreitet. Das Vorkommen ist etwa 1/4 km^2 groß. Die im wesentlichen horizontal gelagerte Sedimentplatte wird auf drei Seiten von Serpentinitzügen umgeben, die sie bis 300 m überragen. Das Unterlager bildet eine Serpentinitkuppe, die zu den Laghi Lavagnina hin abfällt. Jenseits der Seen beginnt bereits das Oligozänkonglomerat.

Der hellgraue Dolomit ist in sich fast vollständig zerbrochen. Er steht praktisch als kalzitverheilter Grus an, dessen Korngröße 1 cm kaum überschreitet. Von einer Bankung ist meist nichts mehr zu erkennen, geschweige denn von Fossilien oder deren Resten. Vereinzelt finden sich dünne Gipshäute und -nestchen. Das Aufschlußbild gleicht völlig dem der Dolomite innerhalb der Zone Sestri-Voltaggio, wenn die Tektonik ebenso intensiv wirkte. Der Kontakt der Dolomite zum Serpentinit ist ausgesprochen scharf. Er ist immer tiefgründig verwittert und stellenweise leicht pyritisiert. Beiderseits des Kontakts treten keinerlei Ophicalcitbildungen auf. Auffällig ist lediglich eine etwa handbreite, schwarze, graphitische Tonschieferlage zwischen Kontakt und Dolomit, die von weißen Kalzitlagen dicht durchzogen ist. Der Dolomit ist nur etwa 30 m mächtig und wird von Rätkalken überlagert. Es scheint deshalb gerechtfertigt, ihn ins Nor zu stellen, im Gegensatz zur Zone Sestri-Voltaggio, wo außer der sehr viel größeren Mächtigkeit noch andere Gründe dafür sprechen, daß sich die Dolomite nicht ausschließlich aufs Nor beschränken, sondern auch ins Karn, wenn nicht noch tiefer reichen.

Über den Nordolomiten folgt ohne Übergänge unvermittelt das Rät. Es besteht aus gut gebankten Kalken, zu denen sich in den höheren Teilen Tonschiefer gesellen. Die Kalke sind

etwas sandig, häufig finden sich feine Kalkspatlinsen und -lagen. Sie werden von der Verwitterung herauspräpariert, das Gestein erscheint deshalb kräftig gerieft. Die Farbe der Rätkalke ist ein schönes und typisches Taubengrau. Völlig identisch sind die Rätkalke der Zone Sestri-Voltaggio ausgebildet. Zwei Punkte kommen beim Rät von Ferriere jedoch hinzu: Es treten einmal Lagen von Schalenbruch unbestimmbarer Fossilien auf. Diesen Fossilhechsel gibt es zwar im Rät des Südteils der Zone Sestri-Voltaggio, im Norden aber nicht. Zum anderen schalten sich etwa 20 m über der Rätbasis Tonschiefer in die Kalke ein: Die Wechsellagerung Tonschiefer - Kalk ist ausgesprochen scharf, die Bankmächtigkeiten beider Anteile wechseln zwischen 10 cm und 3 m. Die Tonschiefer sind hell, braungelb und schwach serizitisch. Sowohl die scharfe Wechsellagerung als auch die stärkere Serizitisierung stehen im Gegensatz zum Rät der Zone Sestri-Voltaggio. Weiter finden sich in den tieferen, tonschieferfreien Teilen des Rät einzelne Rauchwacken, die mit den Kalken primär verknüpft erscheinen. Es spricht jedenfalls nichts dafür, daß diese Rauchwacken tektonisch in das Rät gelangten.

Das Rät erreicht eine Mächtigkeit von 40-50 m, die gesamte Triasplatte wird so bis 80 m mächtig. Höhere Schichtglieder gibt es nicht. Es wäre interessant, zu wissen, ob Jura in Schistes lustrés-Fazies oder einer den schwach metamorphen jurassischen Gesteinen der Zone Sestri Voltaggio vergleichbaren Form vorgelegen hat. Leider ist auch keine tiefere Trias als der Hauptdolomit vorhanden. Ob die schwarzen Tonschiefer am Kontakt die Basis des Hauptdolomits sind oder Einschaltungen in höheren Teilen desselben, ist nicht zu sagen. Die Dolomite der westlichen Gruppe von Voltri wie auch die der Zone Sestri-Voltaggio sind jedenfalls mächtiger, letztere erheblich. Die Frage, ob die Trias von Ferriere an ihrer heutigen Stelle abgelagert wurde, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Die völlige Zerrüttung der Dolomitbasis braucht nicht gleich für einen tektonischen Transport der Sedimentplatte zu sprechen.

Sichere höhere Trias der Gruppe von Voltri war bisher noch nicht bekannt (LOCHER 1957). Mit der Trias von Casa Ferriere ergibt sich demnach ein erstes sicheres Auftreten von Rät auf der Gruppe von Voltri; und zwar an einer Lokalität, die bereits der nördlichen Zone von Turchino zugerechnet werden kann, vorausgesetzt, die Triasplatte ist im großen und ganzen autochthon. Die Fazies des Rät unterscheidet sich bereits etwas von der Ausbildung in der Zone Sestri-Voltaggio, die Dolomite sind identisch. In der Zone von Turchino sind kaum Dolomite entwickelt, nur unsichere Triasquarzite, die ihrerseits wieder in der Zone Sestri-Voltaggio fehlen. Von FRANCHI (1917) wird im Val Sturetta auf dem Südteil der östlichen Gruppe von Voltri eine starke Dolomitanreicherung innerhalb eines Oligozänkonglomeratvorkommens beschrieben (vgl. nächster Abschnitt). Alle diese weit verstreuten Sedimentreste, die den verschiedensten Altersstufen der Trias angehören, sind lückenhaft und lassen sich nur wenig miteinander vergleichen, geschweige denn zu einer Rekonstruktion der Verhältnisse zur Zeit der Trias im Raum der Gruppe von Voltri heranziehen.

3.122 Die Trias von Pian di Castagne

Die Costa di Cravara bildet mit dem Monte Tobbio und ihrer Verlängerung nach Westen den nördlichsten Teil der östlichen Gruppe von Voltri. Abrupt taucht hier das Massis unter die transgredierenden Konglomerate des Oligozän ab. Diese Oligozänkonglomerate wurden in der Regel nur kurz transportiert und stellen oft das praktisch in situ umgearbeitete Produkt des jeweils transgredierten Untergrundes dar (vgl. S. 69). An günstigen Stellen sind so gewisse Rückschlüsse auf die Ausbildung des nicht aufgeschlossenen Untergrundes möglich. In diesem Zusammenhang fällt der außerordentlich starke Dolomitgehalt des Konglomerats am Fuße des Monte Tobbio auf und zwar bei den Case Eremiti östlich unterhalb der Wasserscheide zwischen Rio Eremiti und Rio Morsone. Das noch vorhandene nähere Einzugsgebiet für diese Lokalität besteht ausschließlich aus Grüngestei-

nen, die jedoch im Konglomerat dem Dolomit gegenüber weit zurücktreten. Für sich allein genommen, hat diese Dolomitanreicherung keine Aussagekraft. Der Dolomitdetritus hätte z.B. von den nördlichen großen Triasvorkommen der Zone Sestri-Voltaggio hergekommen sein können, wenn auch die seitliche Begrenzung der Dolomitanreicherung dagegen spricht.

Knapp 2 km nordwestlich der Case Eremiti jedoch, unterhalb Pian di Castagne, findet sich anstehender Dolomit im Kern einer solchen dolomitischen Anreicherungszone des Oligozänkonglomerats. Zwischen Konglomerat und Dolomit besteht ein weiter Übergang: In der Grundmasse des grobklastischen Konglomerats nimmt der Anteil an Dolomitdetritus langsam zu, die Größe der Grüngesteinsbrocken ab. Weiter wird zur Trias hin die Bankung deutlicher und feiner, bis im eigentlichen Grenzbereich nur feiner, umgelagerter Dolomitgrus ansteht, in den nur vereinzelte, kleine Grüngesteinsbröckchen eingebettet wurden. Der Grüngesteinsanteil hört dann auf, die Bankung des Dolomitmaterials verschwindet, und es beginnt das primäre Anstehende des Dolomits. Eine ursprüngliche Bankung ist wegen der intensiven tektonischen Durchbewegung nicht mehr zu erkennen. Das Gestein unterscheidet sich in nichts von den Dolomiten der Case Ferriere oder der Zone Sestri-Voltaggio. Wiederum treten Rätkalke mit der typischen Streifung auf, allerdings nur selten und in kleinen Blöcken, die in keinerlei erkennbarem Zusammenhang zu den Dolomiten stehen.

Es handelt sich offensichtlich um einen der Trias von Ferriere vergleichbaren Sedimentrest auf der von den Oligozänkonglomeraten verdeckten nördlichen Fortsetzung der östlichen Gruppe von Voltri; die völlige Aufarbeitung dieses Restes gelang der Oligozäntransgression nicht mehr. Er wurde zusedimentiert und heute durch die Erosion wieder freigelegt. Die geringe Mächtigkeit des Konglomerats an dieser Stelle geht auch aus einem kleinen Peridotit-Serpentinit-Buckel hervor, der wenige Meter südlich, nur durch einen schmalen Konglomeratstreifen vom Dolomit getrennt, aus der jungen Bedeckung ragt.

Genaue Aussagen über das transgredierte Relief und die Art des Abtauchens der Voltri-Gruppe zur Poebene hin lassen sich nicht machen, jedenfalls nicht ohne technische Hilfsmittel. Es kann deshalb nur der Hinweis gegeben werden, daß sich in der Anordnung triassischer Sedimentreste von der Zone Sestri-Voltaggio über Pian di Castagne und Casa Ferriere hin die Möglichkeit einer Verbindung zur Zone von Turchino andeutet. Das heißt, unter den Oligozänkonglomeraten an und auf dem Nordrand der östlichen Gruppe von Voltri scheinen vereinzelte Sedimente erhalten zu sein, die auf dem eigentlichen Serpentinitmassiv fehlen. Ihre Kenntnis würde die Frage nach dem Zueinander der Faziesräume in diesem Gebiet sehr erleichtern.

3.2 Der Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio

Die stratigraphische Sonderstellung der Zone Sestri-Voltaggio ist durch die Tatsache bedingt, daß entlang der Linie Sestri-Voltaggio, in einem 0-3 km breiten Streifen zwischen der Gruppe von Voltri und den Kreideserien der Argilloscisti, triassische und jurassische Sedimente mit Ophiolithen und Radiolariten auftreten, die in der näheren und weiteren Umgebung, wenn überhaupt, dann nur in abgewandelter Form anstehen (Zone von Turchino, La Spezia). Diese Sedimente bilden die Basis des Ligurikum.

Die bekannte Schichtfolge reicht von der Trias bis in den oberen Jura und geht in die Kreide über. Westlich Voltaggio wurde in einer Störungszone roter, zerschieferter Quarzporphyr gefunden, zusammen mit grünen Schiefern. Der Quarzporphyr enthält Quarz-Dihexaeder mit Korrosionsschläuchen. Er soll an anderer Stelle zusammen mit den grünen Schiefern eingehend beschrieben werden. Von diesem permischen Porphyrrest abgesehen, stellt die Trias den ältesten grösseren Schichtverband der Zone Sestri-Voltaggio.

3.21 Die Trias

Verglichen mit dem Süden ist die Trias des Nordteils der Zone Sestri-Voltaggio sehr viel weniger deutlich ausgebildet. Fossilien wurden hier nie gefunden, die Tektonik ist ebenso intensiv wie unübersichtlich. Auch herrschen wegen der stärkeren Vegetation nördlich der Wasserscheide schlechtere Aufschlußverhältnisse. So nimmt es nicht wunder, daß die Gliederungsversuche der Trias im Süden mit besserem Erfolg durchgeführt wurden als im Norden. Wegen der nur spärlichen Fossilien, die mittlere und obere Trias anzeigen, wurden lithologische Vergleiche vor allem mit der alpinen Trias aufgestellt (SCHNEIDER, TEICHMÜLLER, STAUB, CRETTAZ).

Im Arbeitsgebiet stehen Rätkalke mit Tonschiefern in einer teilweise den Kössener Schichten vergleichbaren Fazies sowie Nor als Hauptdolomit an. Wieweit an den Dolomiten Karn oder noch tiefere Trias beteiligt ist, kann nur vermutet werden. Gips tritt in kaum nennenswerten Mengen auf, die wenigen Rauchwacken sind nie mit Dolomiten, sondern immer nur mit Rätkalken vergesellschaftet und auch dann fast ausnahmslos mit tektonischem Kontakt.

3.211 Das Nor

Im Arbeitsgebiet tritt Nor in zwei größeren Vorkommen auf: bei Voltaggio und am Rio Frascio. Die Verhältnisse am Rio Frascio sind recht untypisch. Der weitaus größte Teil der Dolomite ist so tektonisiert, daß sie förmlich einen kalzitverheilten Grus darstellen. Eine Bankung ist nur in wenigen Fällen angedeutet. Das Gestein ist dann meist etwas dunkler grau, die Oberfläche sandpapierartig rauh. Vereinzelt treten rötliche Lagen auf. Im Steinbruch von Fornace Brigna finden sich grünliche Dolomite und schwarze Tonschiefer mit Kalzitlagen. Die Tonschiefer erinnern sehr an jene von Casa Ferriere am Serpentinitkontakt (S.16), sind aber nicht graphitisch. Die grünlichen Dolomite erweisen sich im Schliff als schwach ophicalcitisch. Auf Korngrenzen und in kleinen Nestchen sitzen feine Serpentinbüschel und Minerale der Chloritoidgruppe. Serpentinit steht in unmittelbarer

Umgebung nicht an.

Rauchwacken gibt es in den Dolomiten des Rio Frascio nicht, Gips fehlt so gut wie völlig, Fossilien wurden nicht gefunden. Auch die Rückstände der mit Ameisensäure aufgelösten Dolomitproben enthielten keine Conodonten. Es besteht daher keine Möglichkeit, festzustellen, ob und wieweit die Dolomite noch tiefere Teile der Trias als das Nor enthalten. Auch gestattet die Tektonik keine Mächtigkeitsangaben. Ein einheitlicher Bauplan des Dolomitkörpers vom Rio Frascio ist nicht zu erkennen. Er stellt vielmehr einen geschlossenen, in sich tektonisch so gut wie völlig zerstörten Komplex dar, der fast allseitig von Rät umgeben und im Norden vom Oligozänkonglomerat transgrediert wird (Profil 8, 9). Die Dolomite verwittern tiefgründig und bilden ausgedehnte, badland-artige Landschaften.

Das zweite größere Dolomitvorkommen des Arbeitsgebiets, der Burgberg von Voltaggio, wird von einem steilstehenden, um 70^{o} SW-einfallenden Schichtkomplex gebildet. An der NE-Flanke des Berges wurde der Dolomit abgebaut, der große Anriß verschafft einen guten Überblick. Die Bankung der Dolomite ist deutlich erhalten, die Bankmächtigkeit geht bis über 1 Meter. Der Schichtverband scheint überkippt zu stehen (Profil 6). Im Südwesten wird er durch ein schmales Liasband vom Spilitzug getrennt. Nach NE wird das Einfallen flacher, nördlich unterhalb der Burgruine liegt gleichsinnig einfallendes Rät unter den Nordolomiten. Der Dolomitkörper wird weiter von zahlreichen isolierten Rät- und Argilloscistifetzen umsäumt, die immer randlich unter ihm liegen, meist mit tektonischem Kontakt. Innerhalb der Dolomite erscheint die Lagerung im großen und ganzen einheitlich. Hinweise auf einen Antiklinalbau, wie er in den Profilen SCHNEIDERs (1935) verzeichnet ist und auch von CRETTAZ (1955) mit Einschränkungen vermutet wird, fanden sich nicht. Der Burgberg von Voltaggio ist eine in ihrer Gesamtheit bewegte Dolomitmasse, die zusammen mit etwas Rät auf fremder Unterlage schwimmt oder tektonisch gegen andere Sedimente grenzt (vgl. Tektonik, S.87).
Im Zusammenhang mit den Dolomiten wurden keine Rauchwacken

und nur verschwindend wenig Gips gefunden. Auch hier sind so keine Anhaltspunkte gegeben, ob an den Dolomiten noch tiefere Trias als das Nor beteiligt ist. Vorausgesetzt, es treten im Schichtstoß keine tektonischen Wiederholungen auf, ergibt sich hier für den Dolomit eine Mächtigkeit von etwa 500 m. Da das Nor im Südteil der Zone nur ungefähr 250 m mächtig ist, dürfte ein größerer Teil der Dolomite von Voltaggio dem Karn oder noch tieferer Trias angehören. Mit den genannten 500 m entspricht die Mächtigkeit der Dolomite durchaus den Verhältnissen im Süden der Zone.

Weitere, wenn auch nur wenige m^2 messende Dolomitaufschlüsse finden sich an der Rätzunge, die südlich Casa Bruzeta ins Oligozänkonglomerat reicht; nördlich Cascinetta il Rosario; auf dem Joch über Casa Gattussi sowie östlich Casa Asprella.

Auf Rauchwacken im tieferen Untergrund weisen die zahlreichen H_2S-haltigen Quellen, die entlang der Zone Sestri-Voltaggio vorkommen. Die wichtigsten des Arbeitsgebiets entspringen an den Bagni solfurei bei Voltaggio, im Rio Morsone bei Cascinetta il Rosario, im Rio Lavagetta, bereits innerhalb des Serpentinits (200 m westlich der Linie) sowie bei den Case Sorietti östlich Voltaggio.

3.212 Das Rät

Das Rät des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio setzt sich im wesentlichen aus Kalken mit wenigen Tonschiefern zusammen, in denen noch nie Fossilien gefunden wurden. Im Süden der Zone können diese Schichten jedoch als fossilbelegtes Rät gelten. Zu den blaugrauen Kalken und Tonschiefern gesellen sich Rauchwacken unsicherer tektonischer Stellung sowie helle, gelbrötliche und hellgraue, spätige Kalke. Das Rät ist im Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio sehr viel verbreiteter, als bisher angenommen wurde. Große Teile der in der Carta Geologica d'Italia von SACCO (1939) als Calcescisti ausgeschiedenen Gesteine müssen als Rät angesprochen werden.

Die Standardausbildung des Rät im Arbeitsgebiet sind taubengraue und braungraue, dichte Kalke mit unterschiedlichem Sandgehalt. Kalkspatlagen und -linsen treten häufig auf. Die Kalke sind bis in den mm-Bereich hinunter feingebankt, die einzelnen Lagen unterscheiden sich durch Härte und Farbe. Das Gestein erscheint so ausgesprochen gestreift. Typlokalität für diese Ausbildung des Rät sei der kleine Aufschluß im Rio Acquastriata unterhalb Casa Acquastriata. Der Name Acquastriata rührt vermutlich von der charakteristischen Streifung der Rätkalke her (striare = riefen, streifen). Das Gestein ist außerordentlich fest und zäh, trotz der feinen Schichtung tritt es stets kompakt und massig auf. Wenn die Kalke karstig verwittern, was häufig der Fall ist, füllen gelbrote, völlig entkalkte Rückstände die Schlotten aus oder überziehen das frische Gestein mit einer meterdicken Kruste, in der die charakteristische Streifung und die Kleintektonik der ehemaligen Kalke als Relikt bis ins Detail deutlich erhalten sein können (Höhe 591 nördlich der Costa di Cravara und der Rätaufschluß 350 m östlich Casa Gattussi.

Mit dem Lias hat das Rät im Norden der Zone Sestri-Voltaggio eine dem Süden gegenüber zurücktretende Tonschieferentwicklung gemein. Eine scharfe Wechsellagerung Tonschiefer-Kalk, wie sie bei den Case Ferriere auffällt, ist in der Zone nicht entwickelt. Auch tritt die Metamorphose stark zurück, nur stellenweise sind die Tonschiefer schwach serizitisch. Die Lagen werden meist nur mm-dick, so daß es oft besser wäre, von stark tonschiefrig verunreinigten Kalken zu sprechen. Desgleichen nimmt der Mergelgehalt im Norden ab. Reine Mergel kommen nicht mehr vor, nur stellenweise mergelige Kalke.

Neben dem gestreiften Kalktyp sind noch zwei weitere entwickelt: So steht z.B. an der kleinen Rätklippe südwestlich Colle di mezzo (Profil 4) und oberhalb Cascinetta il Rosario ein hellgrauer, grobkörniger Kalk an, der auf der frischen Bruchfläche unregelmäßige, bogige Linien aus Kalkspat zeigt, die Zweischalerreste vortäuschen. Bemerkenswert beim Rät von Colle di mezzo, das praktisch auf der Linie liegt,

ist noch, daß einige m^2 des umgebenden Oligozänkonglomerats fast ausschließlich aus Dolomit bestehen, der nur durch wenige eingeschwemmte Grüngesteinsbröckchen als umgelagert erkenntlich ist. Offensichtlich stand auch hier ältere Trias in unmittelbarer Nähe an (vgl. S. 18 u. S. 69).

Häufiger ist ein dritter leicht marmorisierter Kalk, der besonders typisch und schön in dem etwas unwegsamen Bach direkt unterhalb Casa Galtare entwickelt ist. Das tafelige, hellgelbe bis fleischfarbene Gestein ist hervorragend gebankt; leicht angewittert läßt es sich in bis 1 mm dünne Platten spalten, auf deren Oberflächen stets Serizite liegen. Obwohl weder hier noch bei den anderen Lokalitäten (unterm Castello di Voltaggio und in der Nor - Rätgrenzschlucht westlich Fornace Brignetta) Grüngesteine im Kontakt zu diesen Rätkalken aufgeschlossen sind, ist doch zu vermuten, daß es sich eventuell um kontaktmetamorphes Rät handelt. Diese Ausbildung ist lokal begrenzt. Unterhalb des Galtare-Vorkommens stehen Ophicalcite in unsicherer Stellung, oberhalb desselben liegen Epidot-Grünschiefer. Innerhalb der Kalke finden sich zahlreiche, um 1 mm dicke, makroskopisch scharf abgesetzte Grünlagen, die jeweils mehrere dcm aushalten und dann ausklingen. Im Schliff lassen sich Minerale der Chlorit - Serpentinitreihe erkennen, die in faserigen, welligen Aggregaten parallel zur Schichtung liegen und oben und unten unscharf in die karbonatische Grundmasse reichen. In der Grundmasse gibt es noch einigen Quarz, die Kalzite sind lappig verschränkt, unrein durch ein dunkles Pigment und nicht in einem Maße umkristallisiert, daß man von einem Marmor sprechen könnte. Für eine völlige Marmorisierung wäre der Kalk auch zu unrein.

Recht unsicherer Stellung sind die Rauchwacken, die sich in vielen kleinen und kleinsten Vorkommen finden. Außerhalb der Zone Sestri-Voltaggio, bei den Case Ferriere, scheinen sie primär mit den Rätkalken vergesellschaftet zu sein. Im bearbeiteten Teil der Zone läßt sich das weniger erkennen. Zwar treten die Rauchwacken stets am oder im Rät auf, nie jedoch ohne tektonischen Kontakt oder, wenn

dieser nur schwach ist, als nachweislich primär mit dem Rät verknüpft. Im Gegenteil, die Rauchwacken zeigen tektonische Bewegungen geradezu an (Colle di sotto, Cascinetta il Rosario). Gips ist in den Rauchwacken kaum mehr enthalten. Einschlüsse fremden Gesteins, die sie tektonisch hätten mittransportieren können, wurden nicht gefunden. Anhand der bekannten Aufschlüsse ist es nicht möglich, die Rauchwacken stratigraphisch einzuordnen. Sie treten sowohl in den tieferen Teilen des Dolomitkomplexes als auch im Rät auf.

Das Rät im Arbeitsgebiet tritt vornehmlich entlang der Linie Sestri-Voltaggio auf. Besser gesagt, entlang der Ostgrenze des Oligozänkonglomerats, die jedoch aus verschiedenen Gründen der Linie im wesentlichen gleichzusetzen ist (S.80,100). Bis auf den höchsten Norden, wo ein größeres Rätgebiet aufgeschlossen ist, beschränken sich die Rätkalke stets auf kleinere, tektonisch abgegrenzte Züge. Es ist daher nicht möglich, die verschiedenen Ausbildungen des Rät stratigraphisch einzuordnen. Aus den gleichen Gründen muß eine exakte Mächtigkeitangabe entfallen. Über die Gesamterstreckung der Zone Sestri-Voltaggio gesehen, wird das Rät nach Norden generell mächtiger. 150 m dürfte es im Norden jedoch nicht überschreiten.

Zusammenfassend ist zur Trias des Nordteils der Zone zu sagen: Sie besteht aus unsicherem Karn, sicherem Nor und Rät. Karn und Nor umfassen bis 500 m mächtige, graue, selten rötliche und schwarze Dolomite mit vereinzelten schwarzen Tonschiefern. Die Hauptvorkommen liegen bei Voltaggio und am Rio Frascio. Das Rät besteht aus blaugrauen, gestreiften Kalken, weiter aus hellgrauen spätigen und gelegentlich gelbrötlichen Kalken. Hinzu kommen dunkle Tonschiefer und Rauchwacken unsicherer Stellung. Die Hauptvorkommen des Rät sind entlang der Linie Sestri-Voltaggio aufgereiht.

3.22 Der Jura

Im Gegensatz zur Trias sind in den jüngeren mesozoischen Sedimenten der Zone Sestri-Voltaggio nie Fossilien gefunden worden. Fossilbelegten Jura gibt es in der näheren Umgebung nur in der Zone von Turchino, in deren Calcescisti ROVERETO bei Mele Belemniten fand, wodurch die Bezeichnung Schistes lustrés im Gegensatz zu den jüngeren Bündnerschiefern gerechtfertigt ist (R.TRÜMPY, 1960) sowie bei La Spezia. Dieser Jura unterscheidet sich sowohl durch seine reiche Fossilführung als auch durch eine gänzlich veränderte Fazies von dem der Zone. Im östlichen Ligurikum werden weiter Calpionellen, die in Oberjura und Unterkreide leiten, aus den tiefen Argillescagliose und deren normalem Unterlager, den Tithonkalken, beschrieben (O.LUDWIG, 1929, K.J.REUTTER, 1960 u.a.)

Da also keine paläontologischen Beweise für ein jurassisches Alter der auf das Rät folgenden Serien der Zone Sestri-Voltaggio existieren, beruht die Einstufung dieser Serien ausschließlich auf lithologischen Vergleichen, in erster Linie mit alpinen Vorkommen. Als erste sahen TERMIER und BOUSSAC 1911 die Kalk- und Tonschieferserien beiderseits der Triasaufbrüche als gleichaltrig an und stellten sie, allerdings zusammen mit den Kreide-Abfolgen des Val Polcevera und Lemme, als Äquivalente der Schistes lustrés dar, ohne im einzelnen eine stratigraphische Gliederung zu geben. Diese Ansicht findet sich, wenn auch etwas modifiziert, noch bei SCHNEIDER und TEICHMÜLLER (1935) in den Untersuchungen zur Alpen-Apenningrenze. Erst R.STAUB (1942) stellte eine detaillierte Gliederung am Monte Torbi auf, dessen jurassischer Teil damit zur Typlokalität in der Zone Sestri-Voltaggio wurde (P.CRETTAZ). Diese Gliederung wurde 1955 von CRETTAZ weiter ausgebaut. Die generelle Aufteilung in zwei Serien, Lias und Oberjura, wird hier bestätigt, innerhalb dieser Glieder aber, besonders im Oberjura, ergaben sich einige Widersprüche.

3.221 Der Lias

Im Norden der Zone Sestri-Voltaggio existiert keine Rät-Liasgrenze, die nicht tektonisch so überprägt ist, daß sich eine sichere Liasbasis erkennen ließe. Die Tektonik wirkte immer ausgesprochen selektiv. Das ist für die Klärung der Stratigraphie insofern mißlich, als zum Beispiel die Dolomite, die kompakten Rätkalke und die stark tonschiefrigen Liaskalke, nicht zuletzt auch die massiven Oberjurakalke sich in der Regel als jeweils eigenständige tektonische Elemente bewegten und ihren ursprünglichen Zusammenhang aufgaben.

Berücksichtigt man diese Einschränkungen, dann scheint sich an einer Stelle im Nordteil der Zone ein Übergang zwischen Rät und Lias zu ergeben, nämlich zwischen Colle di mezzo und dem Rio Lavagetta, westlich des Monte delle Rocche. Entlang der Linie steht hier ostfallendes Rät mit gestreiften Kalken und vereinzelten Rauchwacken an. In die Kalke schalten sich nach oben mergelige Tonschiefer ein, die Kalke werden dunkler, dünnbankiger, die charakteristische Streifung verliert sich und die Tonschiefermittel nehmen weiter zu. Bevor es zur Ausbildung der typischen Kalktonschiefer mit Quarzlagen und -knoten kommt, reißt die Schichtfolge tektonisch gegen ein schmales Band von Argilloscisti ab, das seinerseits gegen den Spilitzug grenzt.

Die Basis des Lias erscheint so im Norden durch dunkle, dünnbankige Kalke gekennzeichnet, die mit schwarzen, schwach mergeligen Tonschiefern wechsellagern.

Ähnlich sieht der Lias östlich Cascinetta il Rosario aus, im Südzipfel des größten zusammenhängenden Liasvorkommens im Arbeitsgebiet. Oberhalb des Stegs über den Rio Bensino, unmittelbar an der Mündung desselben in den Rio Morsone, stehen Kalke und Tonschiefer in bis zu 1 cm enger Wechsellagerung an. Die Schichten sind in einer charakteristischen Art und Weise in cm - dcm-Bereich kleingefältelt, die Faltenumbiegungen stets spitzwinklig. In diese Serie schalten sich bis 1 cm dicke Quarzlagen und -linsen. Das Schliffbild zeigt keine Besonderheiten.

Nördlich der Serpentinite, die in diesem Gebiet hinzukommen, bereits im Einzugsgebiet des Rio Frascio, treten die Kalke zurück, ihr Quarzgehalt ist makroskopisch nicht mehr feststellbar, und die schwarzen Tonschiefer überwiegen. Die dunklen Kalke, die eine Mächtigkeit von 20 cm kaum mehr überschreiten, sind in den bis über 1 m mächtigen Tonschiefern eng verfaltet. Diese Ausbildung ist die weitaus häufigste des Lias im Arbeitsgebiet.

Gelegentlich findet sich noch ein weiterer Typ: Blauschwarze, unreine, ausgesprochen dünntafelige Kalke, die eng mit dunklen, mergeligen Tonschiefern wechsellagern. Sie sind in der kleinen Liasscholle am westlichen Kontakt des Ophicalcits unterhalb Casa Ponzone, nördlich Molini, gut aufgeschlossen.

Im Lias des Arbeitsgebiets lassen sich somit drei Serien unterscheiden, die stratigraphisch so eng miteinander verbunden sind, daß sie nicht getrennt auskartiert wurden. Es sind dies:

Dünnbankige Kalke mit schwach mergeligen Tonschiefern und Kalktonschiefer mit Quarzlagen,
Dunkle Kalke mit dunklen Tonschiefern wechsellagernd u.
Dünntafelige, blauschwarze Kalke mit mergeligen Tonschiefern.

Wie gesagt, wurde diese Gliederung von STAUB (1942) begonnen und von CRETTAZ (1955) weitergeführt. Im Arbeitsgebiet sind die einzelnen Glieder durchaus bestätigt, ihre stratigraphische Aufeinanderfolge ist jedoch recht unklar. Die Serien überschneiden sich jedenfalls weit. STAUB vergleicht die Kalke mit Quarzlagen mit Bündnerkalken, die dunklen Tonschiefer und Kalke mit Allgäuschiefern und sieht in der dritten Serie, den dünntafeligen Kalken, bereits den Übergang zum Oberen Jura.

In diesen Sedimenten des Lias treten Grüngesteine auf, vornehmlich Spilite und verwandte Gesteine, aber auch Serpentinit und Ophicalcit. Da diese Gesteine, besonders die Spilite, auch mit höherem Jura verknüpft sein können, werden sie alle zusammen am Ende des Abschnitts "Jura" beschrieben.

3.222 Der Oberjura

Die größte fazielle Unbekannte im Raum der Zone Sestri-Voltaggio ist, allgemein gesagt, der Übergang vom Jura in die Kreide. Auch hier zwingt die Fossillosigkeit der Serien zu lithologischen Vergleichen, deren Wert sofort in Frage gestellt wird, wenn z.B. an und für sich charakteristische Gesteine wie etwa Radiolarite mit verschiedenen Horizonten sowohl primär als auch tektonisch verknüpft sein können.

Im folgenden sollen Gesteine beschrieben werden, die zwischen dem Lias, der sich durch lithologische Vergleiche und als Hangendes eines sicheren Rät identifizieren läßt, und fossilbelegter Unterkreide stehen. Es handelt sich dabei um vier Glieder:

1) Graublaue, unterschiedlich fein gebankte Kalke mit gepünktelter Oberfläche; gelegentlich mit geringmächtigen Tonschiefermitteln.
2) Marmore und helle Kalke, stellenweise noch schwach gepünktelt.
3) Rotviolette, selten grüne Radiolarite, rote und schwarze Schiefer.
4) Kalkarme und kalkfreie Tonschiefer.

Zusammen mit diesen Gesteinen treten Ophiolithe auf.

Es sei hier gleich ausdrücklich darauf hingewiesen, daß nur an einer einzigen Stelle im gesamten Gebiet der Zone Sestri-Voltaggio, dem Lago scuro südlich Voltaggio, diese vier Schichtglieder im Zusammenhang anstehen. Die Regel ist vielmehr, daß die unter 1) genannten gepünktelten Kalke ohne Radiolarit an oder auf Spilit liegen und in die unter 4) genannten Tonschiefer übergehen oder scharf gegen sie grenzen.

Im Arbeitsgebiet bietet sich im einzelnen folgendes Bild:

Lago scuro

Zwischen der Mündung des Rio Lavagetta in den Lemme und der Cava Cementir an der Casa Ferriera Vecchia, fließt der Lemme in einer Schlucht, dem Lago scuro. Der Spilitzug, der von SE kommend den Gipfel des Monte delle Rocche auf-

baut, zieht mit seiger bis 70° E-fallender Ostflanke in den Lago scuro und bildet dessen westliches Ufer bis zum Rio Lavagetta. Die Serie wird im folgenden vom Spilit zum Liegenden hin beschrieben.

1. Der Spilit (S.38) steht in tektonisch überprägtem Kontakt zu eng verfalteten, leuchtend violettroten und stellenweise grünen
2. Radiolariten, die bis 10 m mächtig werden. Die Hornsteinlagen liegen unterschiedlich eng, so daß entweder mehr radiolaritische rote Schiefer anstehen oder aber kompakter Radiolarit. Im Schliff zeigt der Radiolarit eine dichte Grundmasse sehr feiner verzahnter Quarze, die undulös auslöschen. Die Radiolarien treten in mm-dicken Lagen auf, meist sind sie völlig umkristallisiert. Einige Formen haben noch maschige Gerüste oder einen von einem radialstrahligen Kranz umgebenen Kern. Die Grundmasse ist weiter von Schwärmen feiner Hämatitschüppchen durchsetzt. Der Epidotgehalt dieses Radiolarits ist schon makroskopisch erkenntlich, die zahllosen Fiederspalten des gefältelten und zerschieferten Gesteins sind mit Quarz verheilt. Der primäre Kieselgehalt des Radiolarits nimmt zur Basis hin ab, so daß hier nur noch
3. schwarze und grüne Schiefer anstehen (3 - 4 m), die vom Lemme größtenteils ausgeräumt wurden. Jetzt schalten sich in die grünen Schiefer
4. marmorisierte, hellgrüne Kalke ein, 2 m mächtig, deren Oberfläche bereits die charakteristische Pünktelung aufzuweisen beginnt. Die Punkte sind hier grün und violett, sie werden unten näher beschrieben. Die östliche Ufersteilwand des Lemme bilden seiger stehende
5. helle Marmore ohne Pünktelung, etwa 3 m mächtig. Es folgen darauf
6. blaugraue Kalke mit schmächtigen Tonschiefereinschaltungen. Die angewitterte Oberfläche der Kalke ist durch zahllose, etwa 2 mm große Warzen gekennzeichnet, die im Anschlag als deutlich abgesetzte, dunkle Flecken erscheinen. Im Schliff erweist sich dieses Gestein als ein schwach geschieferter, unreiner Kalk mit feinkörnigen,

verzahnten Quarzen in Lagen und Nestern. Die Warzen und Punkte sind der Ausdruck runder und elliptischer Kalzitkörper mit radialstrahligem Bau. Die Pünktelung dieser Kalke nimmt nach unten hin ab. An dem W - E-verlaufenden Stück der Straßenkurve um die Höhe 470 gelangt man weiter an

7. dickbankige, blaugraue, grobkörnige Kalke mit nur noch vereinzelten Kalzitwarzen. Die Tonschiefermittel nehmen jetzt zu, so daß bereits bei der Casa Ferriera Vecchia allem Anschein nach

8. Lias ansteht, der auch zum größten Teil das Abbauprodukt der Cava Cementir darstellen dürfte.

Verfolgt man nun dieses Profil nach Osten zuende, so zeigt sich, daß auf den Lias wieder die gepünktelten Kalke in einer mehrere Meter mächtigen Bank folgen und darauf dann unvermittelt die Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti einsetzen (vgl. Tektonik, S.79). An den östlichen gepunktelten Kalken fehlen also die Radiolarite, Schiefer und Marmore der Glieder 2 - 5. Jedoch konnen die Tonschiefer des Niveau 1 der Argilloscisti andererorts mit Radiolariten primar vergesellschaftet sein. Es bestehen deshalb gute Grunde, diesen Horizont noch in den Jura oder den Übergang Jura - Kreide zu stellen.

Zusammengefaßt: Am Lago scuro, wie gesagt, der einzigen Lokalität dieser Art in der Zone Sestri-Voltaggio, entwickeln sich aus Lias?kalken und Tonschiefern blaugraue, charakteristisch getüpfelte Kalke, die von hellen, grünlichen Kalken und Marmoren abgelost werden. Es folgen Radiolarite und radiolarittische Schiefer, den Abschluß bildet ein Spilit. Auf der Gegenseite des Profils liegt wiederum gepünktelter Kalk auf Lias, und es beginnen sofort die Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti.

Pian di Olivi

Westlich Pian di Olivi, am Rio Morsone (Profil 7) ist ein weiterer, wenn auch unvollständiger Übergang Lias - Oberjura aufgeschlossen. Die westliche Flanke des Spilitzuges, der im Zusammenhang mit den Grungesteinen des Jura im nächsten Abschnitt beschrieben werden wird, intrudierte hier in

die Kalke und Kalktonschiefer mit Quarzlagen des Lias. Sie bilden einen liegenden, westvergenten Sattel mit Dilitkern. Der Kontakt ist primär und nicht gestört. An der Sattelumbiegung ist der Lias etwa 30 m mächtig. In Hangenden treten die Tonschiefer weitgehend zurück, und es beginnen dickbankige, wenn auch in sich fein geschichtete, tonschiefrige Kalke, die allerdings nur sehr schwach gepunktelt sind. Sie verwittern leicht karstig. Die Kalke sind etwa 20 m mächtig und grenzen unvermittelt gegen das Niveau I der Argilloscisti. Radiolarite und Marmore existieren hier nicht.

Alle anderen Vorkommen von gepunkteltem, oberjurassischen Kalken sind noch einfacher gebaut. Aus der geol. Karte geht hervor, daß sie ausnahmslos an oder auf Spilit liegen, sowohl als mehrere hundert Meter lange mächtige Platten als auch in kleinen, wenige m^2 messenden Fetzen. Allen Vorkommen dieser Kalke ist gemein, daß keine Radiolarite und Marmore ausgebildet sind und daß sie stets nach oben hin gegen das erste Niveau der Argilloscisti stoßen.

An vereinzelten Stellen liegt offensichtlich ein Übergang Punktelkalk - Niveau I vor. Nördlich oberhalb der Mündung des Rio Lavagetta in den Lemme z.B. werden die letzten drei Meter des gepunkteltenKalkes durch Tonschiefereinschaltungen aufgelockert, die um 30 cm mächtig sind. Die Tonschiefer sind denen des Niveau I identisch. Die Widersprüche, die sich damit für die Lagerung des Oberjurakalks an dieser Lokalität und dem unmittelbar benachbarten Lago scuro ergeben, werden im Abschnitt "Tektonik" beschrieben.

Was nun die Radiolarite anbelangt, so treten sie außer am Lago scuro nur in den basalen Tonschiefern der Argilloscisti, dem Niveau I auf, sowohl mit tektonischem Kontakt als auch mit primären Übergängen ins umgebende Sediment. Das bedeutet, daß auch das Niveau I in den Übergang Jura - Kreide einbezogen werden muß, solange die Radiolarien als Leitfossilien versagen und solange sich nicht sichere Unterkreide in den mit den Radiolariten verknüpften Sedimenten nachweisen läßt. Da die Serien des Niveau I litholo-

gisch enger mit dem Komplex der Argilloscisti verbunden sind, werden sie zusammen mit diesem beschrieben, vorweggenommen seien hier nur die Radiolarite.

Die Radiolarite kommen im Norden des Arbeitsgebiets, bei Casa Caramagna vor (Profil 8), am Spilit östlich oberhalb Molini und auf der Costa del Seretta (beide Profil 1). Im südlichen Anschlußgebiet werden sie häufiger. Am Spilit oberhalb Molini stehen im wesentlichen rote und grüne radiolaritische Schiefer an, die in die normalen Tonschiefer übergehn. Bei allen anderen Radiolariten sind die Kontakte nicht aufgeschlossen oder undeutlich, wahrscheinlich aber immer tektonisch. Dies gilt besonders für die Costa del Seretta, wo hoch in den Argilloscisti, bereits zwischen Niveau III und IV (letzteres ist fossilbelegte Unterkreide) eine flache Radiolaritkuppel ohne sichtbaren Spilit liegt, die vermutlich tektonisch in ihre heutige Umgebung transportiert wurde.

Im Schliff bietet sich das gleiche Bild wie bei den Radiolariten des Lago scuro, nur der Epidot fehlt. Radiolarien sind häufig, der hohe Grad der Umkristallisierung macht selbst eine Unterscheidung der Unterordnungen Spumellaria und Nasselaria unmöglich. In dem lilaroten Gestein finden sich blaßrosa gefärbte, poröse Partien. Die Porosität dieses Radiolarits beruht darauf, daß er von Schwärmen bis 2 mm großer Pyrite durchsetzt ist, die als Limonit auswitterten und ein tiefgründiges, enges Netz pseudomorpher Hohlräume hinterliessen, wodurch das Gestein ausgesprochen morsch wurde.

Im Süden der Zone Sestri-Voltaggio läßt sich an mehreren Radiolariten nachweisen, daß sie zusammen mit den Tonschiefern der Argilloscistibasis gebildet wurden.

Betrachtet man die Lage der Radiolarite zu den Spiliten, mit denen sie fast stets zusammen vorkommen, so fällt auf, daß sie fast stets östlich derselben entwickelt sind. Bei dem generellen Ostfallen der Serien bedeutet dies, daß es meist oberhalb der Ophiolithe zur Radiolaritbildung kam. Wie in der Toskana und großen Teilen der Alpen bestätigt

sich auch in der Zone Sestri-Voltaggio die Vergesellschaftung Ophiolith - Radiolarit,in der bereits ein Hinweis auf das Problem der Radiolaritentstehung enthalten ist (GRUNAU 1947).

Zusammenfassung des oberen Jura: Gepünktelte Kalke, die sich offensichtlich aus dem Lias entwickeln - in dem Übergang dürften demnach Doggeranteile enthalten sein - grenzen in der Regel an die Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti oder gehen in sie über. Mit den Tonschiefern verknüpfte Radiolarite begründen die Einbeziehung dieses Niveaus in den Jura. An einer Stelle sind die gepünktelten Kalke mit grünen Marmoren und Radiolariten vergesellschaftet. Alle oberjurassischen Schichtglieder können sich mit Ophiolithen verknüpfen.

3.223 Die Grüngesteine des Jura

Mit den Serien des Lias und des oberen Jura einschließlich Niveau I der Argilloscisti ist eine Reihe von Grüngesteinen verknüpft. Mengenmäßig an erster Stelle stehen Spilite, es folgen Serpentinit, Ophicalcit und vereinzelt Gabbro und Grünschiefer. Eine stellenweise bis tief epizonale Metamorphose führte zusammen mit intensiver Tektonik zu einer starken Angleichung und Uniformierung zumindest des äußeren Erscheinungsbildes der einzelnen Glieder. Da sich exakte und genetische Aussagen ohne gezielte petrographische Untersuchungen nicht machen lassen, muß sich die Beschreibung der Grüngesteine im Rahmen dieser Arbeit auf eine Übersicht beschränken.

Mit vielen kleinen und kleinsten Vorkommen, deren Zahl nach Osten abnimmt, durchschwärmt der Serpentinit praktisch den gesamten Raum der Zone Sestri-Voltaggio. Der oft recht hohe Talk- und Asbestgehalt erleichterte es dem Gestein, sich als Gleitbrett zu bewegen, so daß es auf keiner größeren Störung, in keiner tektonischen Bruchzone fehlt. Alle Serpentinite des Arbeitsgebiets sind demnach mehr oder weniger zerschiefert und zerschert, die Aufschlüsse sind tiefgründig verwittert und es fällt

bisweilen schwer, auch nur ein größeres Handstück zu schlagen. Die Farbe des Serpentinits schwankt zwischen dunkelgrün und schwarz, rötliche Partien sind meist ophicalcitisch. Gelegentlich ist er weißlich gefleckt. Äußerlich ist so kein Unterschied zu den Serpentiniten der Gruppe von Voltri zu sehen. Auch mikroskopisch bietet sich das gleiche Bild (S. 14). Nur treten im Serpentinit der Zone jetzt auch die Diallagrelikte völlig zurück, die Serpentinisierung des Ausgangsmaterials war also so gut wie vollständig.

Vermutlich reichen einige randliche Grüngesteine der Gruppe von Voltri östlich noch etwas unter den Raum der Zone Sestri-Voltaggio, und viele Serpentinite der Zone sind Abschuppungen aus diesem Untergrund. Andere Serpentinite könnten jedoch auch primär mit dem Jura verbunden sein. Der sichere Nachweis wird dadurch erschwert, daß einmal die Kontaktwirkungen ultrabasischer Gesteine gering und umstritten sind, zum andern aber viele Kontakte tektonisch überprägt wurden und bei der Metamorphose Veränderungen erfuhren, die von dem ursprünglichen Bild nicht ohne weiteres abzutrennen sind. In diesem Zusammenhang interessieren die Ophicalcite, genauer gesagt die Kalk - Serpentin Mischgesteine.

Im Arbeitsgebiet lassen sich drei Typen unterscheiden: Serpentinit mit vereinzelten Kalkbänken; brekziöser Serpentinit mit kalzitverheilten Ruscheln und karbonatisierter Serpentinit.

Südöstlich oberhalb Casa Teglia sowie nordwestlich Casa Creppini schwimmen in den Serpentiniten vereinzelte und isolierte Kalkschollen mit gut erhaltener Schichtung. Die Bänke sind scharf gegen den Serpentinit abgesetzt, und man erkennt schon makroskopisch, daß der Kalk umkristallisiert und ophicalcitisch ist. Im Schliff zeigt das grobkristalline Gestein eine unreine Grundmasse lappig verschränkter Kalzite, in der Schlieren und Nester von Serpentin und Mineralen der Chloritgruppe unregelmäßig verstreut sind. Die rote Farbe rührt von fein verteiltem

Hämatit her, der den Ophicalcit durchsetzt. Vielleicht wurden diese Kalke bei der Intrusion des Peridotits von diesem aufgenommen und mit ophiolithischem Material erfüllt.

Klarer liegen die Verhältnisse bei dem zweiten Ophicalcittyp. Es handelt sich um einen tektonisierten Serpentinit, dessen Klüfte und Ruschelzonen von Kalzit erfüllt sind. Besonders schön ist dies an dem Ophicalcit von Casa Ponzone, nördlich Molini, zu sehen. Dieser Ophicalcit stak ursprünglich in den Kalken des Lias und drang diapirartig in die Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti auf, randlich schleppte er eine Liaskalkscholle mit (Profil 2). Kalzit stand in der ursprünglichen Umgebung reichlich zur Verfügung, das Kalzitmobilisat durchtränkte den Serpentinit auf allen tektonischen Flächen. Eine mechanische Vermischung von Kalk und Serpentinit fand nicht statt. So transportierte z.B. der Serpentinit vom Rio della Barca (Profil 7, Abb. 10) eine mehrere Meter mächtige Liaskalkplatte durch die Argilloscisti, ohne sich auch nur randlich mit Sediment zu verquicken. Auch die Serpentinite der nordöstlichsten Gruppe von Voltri, die an der tektonischen Linie Sestri-Voltaggio gegen Sediment grenzen, zeigen keine mechanischen Verknetungen mit dem Sediment, obwohl z.B. bei Casa Bordane einige Liasreste zwischen dem Spilitzug und den Serpentiniten wie zwischen Widerlager gepreßt sind. Auch die Ophicalcite von Casa Bordane bestehen aus tektonisiertem Serpentinit mit Kalzit auf hier allerdings sehr viel feineren Klüften.

Der dritte Ophicalcittyp stellt eine Verdrängung von Serpentin durch Kalzit dar.

Am Weg von Voltaggio zum Monte Tobbio, der auf der Costa di Cravara den Serpentinitzug von Casa Teglia in einem charakteristischen Joch schneidet, finden sich ebendort im schwarzgrünen Serpentinit seiger stehende, bis 1 cm dicke weißgrünliche Kalzitlagen. Die Schichten sind makroskopisch scharf gegen den Serpentinit abgesetzt und

halten über 2 m gradlinig aus. Ein Schliff einer solchen Lage zeigte in der Hauptsache große, parallelstruierte Kalzite und vereinzelte Reste von Serpentin. Der Schliff ist von einem dunklen Erzpigment dicht überstäubt. Daneben treten bis 1 mm große Erzpseudomorphosen auf, die ganz offensichtlich die Umrisse ehemaliger, verdrängter Olivine andeuten. Es könnte sich hier demnach um einen ursprünglichen Peridotit handeln, der erst vollständig serpentinisiert und darauf teilweise karbonatisiert wurde.

Das morphologische und tektonische Rückgrat des Nordteils der Zone Sestri-Voltaggio bildet ein durchgehender Spilitzug von 50 - 500 m Breite. Von den Querprofilen der Bäche abgesehen, ist er sehr schlecht aufgeschlossen. Er ist sehr dicht bewachsen und überschottert große Flächen. Der Spilit ist ein dichtes, hellgrünes, rostbraun oder auch violettes Gestein, in dem sich makroskopisch nur selten Minerale erkennen lassen, von dem häufigen Epidot auf Klüften abgesehen. Die meisten Schliffe zeigen ein recht einheitliches Bild: Strahlenalbit, oft in schönen radialstrahligen Büscheln, bildet den Hauptgemengteil. Dazwischengelagert ist Limonit nach Hämatit. Hinzu kommen gelegentlich grüne Hornblende und Apatitnädelchen, sehr selten Olivin.

Dieser Grundtyp des Spilits ist durch eine epizonale Metamorphose überprägt, so daß er sich in Grünschiefer- bis Epidot - Amphibolit Fazies befindet. Serizit, Chlorit, Kalzit und vor allem Epidot finden sich in so gut wie jedem Schliff. Die Abnahme dieser Regionalmetamorphose nach Osten ist deutlich. Die Serizitisierung der Tonschiefer hält noch am längsten aus, leider hören die Ophiolithe, die als metamorphoseempfindliche basische Gesteine das Abklingen der Metamorphose gut hätten ausdrücken können, bereits in den tiefen Argilloscisti auf. Soviel ist jedoch noch zu sehen, daß die Spilite der Argilloscistibasis zwar noch Chlorit, aber keinerlei Epidot mehr enthalten und damit bei sonst gleicher Beschaffenheit von den Spiliten der Zone unterschieden werden können.

Kontakte des Spilits zum Sediment hin sind ungestört so

gut wie nie erhalten. Eine Ausnahme bildet die Westflanke des Spilitzuges am Rio Morsone, westlich Pian di Olivi. Der Spilitzug bildet hier randlich den Kern eines liegenden, westvergenten Sattels aus Liaskalktonschiefern. Die Kalke im Liegenden wurden in Schlieren und Strähnen in den Spilit gezogen, der hier gerundete, pillowartige Strukturen zeigt. Noch im Schliff erweist sich der Kontakt als eine scharfe Linie. Im Spilitanteil sind die arborescierenden Albitleisten fast vollständig karbonatisiert, Chlorit und Epidot sind deutlich, aber selten. Wenn also primäre Kontaktwirkungen da waren, dann wurden sie von der Metamorphose völlig überdeckt. Das gleiche gilt für den Kalkanteil, er ist leicht marmorisiert, die Druckzwillinge der Kalzite sind kräftig verbogen.

So spricht mit Sicherheit nur die Form des Kontaktes dafür, daß der Spilit nicht tektonisch, sondern primär in das Sediment eindrang. Er muß deshalb als syn- oder postliassisch eingestuft werden.

In einigen wenigen Vorkommen innerhalb des Spilitzuges tritt Gabbro auf (Rio Lavagetta, Pian di Olivi und Fornace Brignetta). Das weißlich grüne, sehr harte und zähe Gestein ist in der Regel eng von metallisch glänzenden Diallagen durchsetzt, die über 1 cm lang werden können. Auch das Schliffbild wird von den Pyroxenen beherrscht. Die Diallage zeigen eine beginnende Uralitisierung. Die Plagioklase der Grundmasse sind saussuritisiert. Der Zusammenhang, in dem diese Gabbros zu den Spiliten stehen, wurde nicht untersucht. Auffällig ist, daß der Gabbro stets im Kern des Spilitzuges ansteht.

Neben den kompakten Spiliten in Grünschieferfazies gibt es noch einige kleine Vorkommen eines Grünschiefers mit 1 - 2 mm dicken, scharf abgesetzten dunkel- und hellgrünen Lagen, die intensiv verfältelt sind. Diese Grünschiefer stehen besonders schön bei Casa Galtare sowie im Rio Morsone unterhalb der Bagni solfurei bei Voltaggio an. Die abwechselnd dunkel und hellzeisiggrünen Lagen sind, wie der Schliff zeigt, noch im mm-Bereich verfaltet. Die

unterschiedliche Färbung kommt durch den wechselnden Epidotgehalt zustande. Der Mineralbestand gleicht dem der kompakten Spilite. Albit, Chlorit, Epidot und Karbonat machen den Hauptbestandteil aus. Bis auf Casa Galtare, wo die Grünschiefer gegen Rät grenzen, werden alle Vorkommen dieses Gesteins von den Argilloscisti umgeben.

Zum Schluß sei noch ein Gestein beschrieben, dessen Chemismus von dem der bisher beschriebenen abweicht. An der Casa Biccia, bei Km 22 der Straße Voltaggio - Molini, liegen einige mehrere hundert m^3 große Blöcke eines hellen, außerordentlich festen und zähen Materials, in dem schon makroskopisch faserige, dunkle Minerale zu erkennen sind, die dem Gestein einen bläulichen Schimmer verleihen. Der Dünnschliff zeigt vorwiegend Plagioklas, oft idiomorph, mit sehr wenig Quarz in einigen Zwickeln. Der Plagioklas, aus dem das Gestein fast ausschließlich besteht, zeigt keinen Zonarbau, chemisch handelt es sich um einen Oligoklas. Untergeordnet treten Epidot und Titanit auf. Das Gestein ist durchsetzt von zahlreichen Glaukophansträhnen und -fetzchen, die stellenweise schöne Sonnen bilden. Im Kern der Glaukophane liegt manchmal Epidot. Die Glaukophanisierung geht meist von Klüften aus, die Strahlen durchsetzen sämtliche Korngrenzen. Es handelt sich, allgemein gesagt, um einen Glaukophan - Plagioklas - (Quarz) - Fels. Leider steht dieses Gestein nicht an. Zwar fanden sich am Spilitzug oberhalb Casa Biccia Partien eines ähnlichen Gesteins, jedoch läßt die Vegetation und die starke Überschotterung keinen Zusammenhang mit den Spiliten erkennen.

3.3 Die Kreideserien

An die Zone Sestri-Voltaggio schließen sich im Osten die eintönigen Sedimente einer mächtigen, abwechslungsarmen und stellenweise flyschartigen Sedimentation an. Die lithologische Monotonie, die Fossilarmut und nicht zuletzt die intensive Tektonik zumindest in der unteren Hälfte dieser Serien gestatten es nicht, exakte Stratigraphie mit ein-

deutig belegbaren Grenzen zu treiben. Erst im Hangenden kommt es zu stärkeren lithologischen Differenzierungen, zusammen mit häufigeren und besseren Fossilien, so daß sich etwa vom Mittellauf des Scrivia an bis Genua drei sichere Horizonte auskartieren lassen. Es sind dies Montoggio-Schiefer, Scisti policromi und Antola-Alberese. Der Basiskomplex sind die sogenannten Argilloscisti, die zusammen mit K.GÖRLER in die Niveaus I - VI untergliedert wurden (Tab. I). Der gesamte Flysch, von Niveau IV bis zum Antola-Alberese, gehört fossilbelegt der Kreide an. Ob und wieweit das auch für die tieferen Teile, Niveau II und III zutrifft, die noch keine eigentlichen Flyschsedimente darstellen, kann wegen der Fossillosigkeit bis jetzt noch nicht entschieden werden. Niveau I wurde wegen seiner Radiolarite in den oberen Jura gestellt. Da es aber lithologisch zu den Argilloscisti gehört, soll es in diesem Zusammenhang beschrieben werden.

3.31 Die Unterkreide (Argilloscisti)

Aus Tabelle I geht hervor, daß die Argilloscisti aus wenigen lithologischen Einheiten bestehen, die sich unterschiedlich wiederholen und deren jeweilige Verknüpfung die stratigraphische Reihenfolge ergibt. Demgemäß wurden die im Bereich der Karte von Voltaggio anstehenden Argilloscisti nicht in den einzelnen Niveaus, sondern nur lithologisch auskartiert. Mit der Bezeichnung "kalkfreie Argilloscisti" ist die hauptsächlich tonschiefrige Ausbildung gemeint, "kalkarme Argilloscisti" sind Tonschiefer mit vereinzelten Kalken. Nur die "kalkreichen Argilloscisti" entsprechen ausschließlich dem Niveau II mit seinen mächtigen Kalken.

Im Gebiet sind die Serien folgendermaßen verteilt: Im Bereich der Karte "Nördlicher Abschnitt der Zone Sestri-Voltaggio" stehen die Niveaus I bis IV an. Montoggio-Schiefer, Scisti policromi und Antola-Alberese wurden im Bereich der Karte "Umgebung von Montoggio" aufgenommen. Die Niveaus V und VI bilden den Übergang zwischen den Gebieten.

3.111 Niveau I (noch Jura), Tonschiefer und Tonschiefer mit Kalken

Mit den Serien des Niveau I beginnt in diesem westlichen Teil des Ligurischen Troges bereits vor der Kreide eine Sedimentation gewaltiger Tonschiefermassen mit Spiliten und Radiolariten an der Basis. Typische Flyschsedimente finden sich noch nicht, die Tonschiefersedimentation macht erst in der hohen Unterkreide einer beginnenden Flyschfazies Platz.

Die beiden Serien des Niveau I, reine Tonschiefer und Tonschiefer mit Kalkeinschaltungen, treten in meist getrennten Vorkommen innerhalb der Zone Sestri-Voltaggio und an ihrem östlichen Rande auf. Ihre Mächtigkeit kann mit 100 - 150 m nur grob geschätzt werden.

Reine Tonschiefer: Die Farben der stets schwach serizitischen Tonschiefer sind ausgesprochen bunt, gefärbt sind allerdings nur die Schicht- und Schiefrigkeitsflächen: schwarzglänzend und blau, rostbraun, weinrot und blaßgrün. Das Gestein ist stets intensiv zerschiefert, die Schüppchen lassen sich in papierdünne Plättchen spalten. Quarz tritt häufig in Gängen und Linsen bis 50 cm Mächtigkeit auf. Er wurde im Verlauf der epizonalen Metamorphose aus dem Kieselsäuregehalt des Sediments angereichert. Der dünne Boden besteht oft ausschließlich aus in situ verwittertem Quarzgrus, die Vegetation ist entsprechend kärglich.

Tonschiefer dieser Art stehen besonders typisch östlich Voltaggio, oberhalb des Rio Carbonasca an, am Weg von Voltaggio zu den Case Sorietti. Oder bei Casa Caramagna, mit Spilit und Radiolarit.

Die Tonschiefer der zweiten, der Kalk-Tonschieferserie, sind meist stumpf blauschwarz, nur selten hell, braungelb und serizitisch. Sie stehen in Wechsellagerung mit um 20 cm starken Kalken mit vereinzelten Kalzitlagen, meist bei überwiegendem Tonschieferanteil.

Die Niveaus I bis IV der Argilloscisti führen Ophiolithe, besonders häufig Niveau I, nach oben hin nimmt der

Ophiolithgehalt dann ab. Im südlichen Anschlußgebiet besitzt Niveau IV bereits keine Ophiolithe mehr. Die Serpentinite, Ophicalcite, Spilite (mit Radiolarit) und Grünschiefer des Niveau I wurden am Schluß des Abschnitts "Jura" kurz beschrieben.

3.312 Niveau II, dickbankige Kalke mit Tonschiefern

Die Kalke des Niveau II stellen die erste deutliche und scharf abgrenzbare fazielle Differenzierung innerhalb der Argilloscisti dar. Die auf der Karte ausgeschiedenen kalkreichen Argilloscisti entsprechen diesem Niveau. Die dunklen Kalke sind recht einheitlich ausgebildet: feine Schichtung im mm-Bereich, ausgesprochen rauhe Oberfläche und schwach schrattige Verwitterung sind allgemein. Tonschiefereinschaltungen lassen das Gestein sehr grobgebankt erscheinen. Das Schliffbild ist über Kilometerdistanzen hin überraschend ähnlich: In einer unsauberen, schwach umkristallisierten Kalzit-Grundmasse mit undeutlichen Korngrenzen liegen vereinzelte Quarzbröckchen sowie zersetzte Orthoklase und Plagioklase, alle selten und mit Korngrößen nicht über 0,2 mm. Das Gestein ist von feinen Pyriten durchsetzt, die meist in Limonit umgewandelt sind. Viele Kalzitkörner tragen Limonitsäume. Nur manchmal wird der Kalk dichter und reiner. Im Schliff zeigt sich dann nur eine homogene, nicht weiter auflösbare kalzitische Grundmasse. Mikrofossilien oder deren Reste wurden nicht gefunden, wenn auch die erwähnten Limonitsäume oft dergleichen vortäuschen.

Die Tonschiefer, die sich in dünnen Lagen einschalten, unterscheiden sich nicht von den hellgelben, schwach serizitischen Tonschiefern des Niveau I oder III. Innerhalb der Kalke des Niveau II treten keine Ophiolithe auf. Die Mächtigkeit des Horizontes dürfte 100 m nicht überschreiten, sie schwankt jedenfalls sehr stark.

Östlich vor der Zone Sestri-Voltaggio gelegen, begleitet der Kalkzug des Niveau II die Zone praktisch auf ihrer ganzen Länge. Im Arbeitsgebiet beginnt er nördlich unterhalb der Bc.Albergorosso und zieht bis Molini, wo er sich

vorübergehend zerschlägt. Stellenweise dünnt der Kalkzug stark aus, im Norden und Süden, wo er, wie gesagt, aussetzt,gehen die Tonschiefer von Niveau I und III ohne sichtbare Grenze ineinander über. Die Tonschiefereinschaltungen gestatten es den Kalken, in großen Blöcken abzuwittern. Häufig wird so Anstehendes vorgetäuscht. Als Typlokalität für die Kalke des Niveau II seien die Aufschlüsse an der Straße Voltaggio - Castagnola angegeben, unterhalb der Bc. Albergorosso. Am Hang oberhalb der Straße Voltaggio-Molini, nördlich der Ponte S. Filippo, liegt das gleiche Gestein in großen Blöcken verstreut.

Da das Niveau I aus den angeführten Gründen hier in den Oberen Jura gestellt wird, liegt es nahe, die darüberliegenden Kalke des Niveau II daraufhin zu untersuchen, ob sie sich, allgemein gesagt, irgendwie mit den Tithon (Calpionellen)- oder Palombinokalken des Apennin weiter im Osten vergleichen lassen. Das heißt mit Sedimenten, die dort in vergleichbarer stratigraphischer Höhe auch über radiolarithaltigen Serien abgelagert wurden. K J. REUTTER (1960) beschreibt am Monte Chiapozzo (SE des Passo Bocco) einen offensichtlichen Übergang von Majolica in palombinokalkführende Argille scagliose. In beiden Gesteinen treten Calpionellen auf, die Argille scagliose mit Palombino werden ins Neokom gestellt. Lithologisch sind Tithonkalk und Palombino sehr ähnlich, die dichten hellen Kalke zeichnen sich durch hohen Kieselsäuregehalt aus. Ganz anders die Kalke des Niveau II: Sie sind grobkörnig, dunkel, verunreinigt und ausgesprochen kieselsäurearm. Von Fossilien fand sich keine Spur. Die Kalke der Argille scagliose-Basis im Osten und die des Niveau II der Argilloscisti im Westen, an der Zone Sestri-Voltaggio, unterscheiden sich also beträchtlich.

3.313 Niveau III, Tonschiefer

Vom Rio Carbonasca herauf über Fraconalto nach Süden zieht eine bis 1,5 km breite, eintönige Zone fast reiner Tonschiefer. Diese entsprechen lithologisch völlig den bunten Tonschiefern des Niveau I, in die sie, fehlt der trennende

Kalkzug, übergehen. Nach Osten hin machen die ausgesprochen bunten Farbtöne einem hellen Braungelb Platz. Die Tonschiefer sind nach wie vor schwach serizitisch, die Quarzanreicherungen nehmen etwas ab. Zur Bildung von Sandkalkbänken kommt es sehr selten, kaum 20 cm mächtig, keilen sie nach wenigen Metern aus. Im südlichen Anschlußgebiet finden sich häufiger Einschaltungen klastischen Materials, es kommt sogar zur Ausbildung einiger Grauwacken. Diese zeichnen sich durch einen hohen Mangangehalt aus. Die Häufigkeit der Kalksandsteine und die Tendenz zur Grauwackenbildung nimmt nach Norden hin ab, im Arbeitsgebiet gibt es sie kaum mehr, auch der charakteristische Mangangehalt fehlt. Das Tonschieferniveau III ist zum Beispiel an der Straße Fraconalto Tegli (im Arbeitsgebiet auf dem Abschnitt S.Rocco - Casa Streccie) gut aufgeschlossen und typisch ausgebildet. Die Mächtigkeit dieser Serie könnte bei 500 m liegen.

Der Ophiolithgehalt tritt in Niveau III bereits stark zurück. Der Spilit zwischen S.Rocco und Molini steht etwas unsicher zwischen Niveau I und III, weil der Kalkzug hier unterbrochen ist. Er wurde zu Niveau I gestellt. Das gleiche gilt für den Serpentinit vom Rio della Barca (Profil 7 und S.101). So bleiben nur die kleinen Spilite südöstlich Fraconalto, alle anderen Grüngesteine fehlen.

Da keinerlei Fossilien gefunden wurden, reicht die stratigraphische Unsicherheit im Übergang Jura - Kreide innerhalb der tiefen Argilloscisti bis ins Niveau III herauf.

Der schematische Parallelisierungsversuch (Tab. II) zwischen Argilloscisti und Argille scagliose, der den von K.J.REUTTER ausgeschiedenen AS_1 die Niveaus I bis III zuordnet, bezieht sich nicht auf eine innere Übereinstimmung der beiden verglichenen Abschnitte, sondern auf die Tatsache, daß beide von im großen und ganzen vergleichbaren Serien unterlagert werden (Radiolarite!) und eine gut vergleichbare Hangendfolge besitzen.

3.314 Niveau IV, Tonschiefer mit Kalksandsteinen

Weiter östlich, im Hangenden des Niveau III (alle Serien fallen generell nach Osten ein), beginnen in den Tonschiefern deutliche und reichliche Einschaltungen von Kalksandsteinen, während die Tonschiefer dunkler und kieseliger werden. Es läßt sich so zwangslos ein viertes Niveau ausscheiden. Dieses Niveau IV, das zu einem kleinen Teil die östliche Grenze der Voltaggio-Karte bildet, erreicht nur zwischen Borgo Fornari und der Autostrada südlich Busalla den Scrivia. Im Norden bei Ronco sowie im Süden bei Casella bleibt es westlich zurück und macht dem Niveau V Platz.

Die harten, spröden Tonschiefer des Niveau IV sind meist sehr dunkel und verwittern stellenweise braungelb. Die charakteristische Vielfarbigkeit der Schicht- und Schiefrigkeitsflächen in den Tonschiefern der tiefen Niveaus I und III fehlt vollständig. Immer noch vorhanden ist der durch Lateralsekretion angereicherte Quarz auf Klüften und Gängen, der von der Verwitterung oberflächlich angereichert wird, sowie die schwache Serizitisierung.

Sedimentpetrographisch schwierig definierbar sind die gröberklastischen, gebankten Gesteine, die mit den Tonschiefern in sehr unterschiedlichem Rhythmus wechsellagern. Makroskopisch sieht das Material wie ein feinkörniger Sandstein aus, der allerdings schwach mit Salzsäure reagiert. Das Schliffbild ist über Kilometer hin sehr einheitlich: Die Grundmasse besteht aus schlecht gerollten Quarzen (Ø = 0,2 mm) mit eng verzahntem, feinem Quarzmörtel. Die Quarze löschen unterschiedlich, undulös und glatt aus. Die Orthoklase sind fast vollständig kalzitisiert, Serizitschüppchen sind kaum noch zu erkennen. Ein großer Teil des Kalzitgehaltes mag auf diese Weise sekundär entstanden sein. Wie der Orthoklas tritt auch Plagioklas stark zurück. Auffallend ist der Reichtum an Mineralen der Chloritgruppe, die in ausgezogenen Lagen und Fetzen erscheinen. Auch Biotit und Muskowit (Serizit) treten auf. Das Gestein ist durchschwärmt von idiomorphen Pyriten, die entweder in Limonit umgewandelt wurden oder pseudomorphe Hohl-

räume hinterließen. Über das ganze Schliffbild verstreut sind ferner deutlich idiomorphe, rhombische Dolomitneubildungen. Kalzit ist selten, stets unsauber und in undeutlichen Aggregaten. Fehlt er, so läßt sich das Gestein als feldspätische Grauwacke bezeichnen. Sehr feinklastische Anteile dieses Gesteins mit kalzitischer Grundmasse könnten auch als "Siltstone" angesprochen werden, für den unter anderem der Reichtum an chloritartigen Mineralen charakteristisch ist (PETTIJOHN, 1957).

Stratigraphisch wichtig ist nun, daß es in diesen Kalksandsteinen des Niveau IV zum erstenmal in den Argilloscisti zur erkennbaren Ablagerung von Fossilien kam. So fanden sich nordöstlich Castagnola, bei Casa il Bricchetto nicht näher bestimmbare Foraminiferen. K.GÖRLER fand im Niveau IV Heterohelix sp. sowie eine unsichere Lenticulina.

Bereits in den westlichen, den tiefen Teilen des Niveau IV klingt die Ophiolithführung der Argilloscisti aus. Damit ist nicht gesagt, daß die Grüngesteine in diesen relativ hohen Argilloscistiteil intrudierten, sie könnten ebenso gut älter und tektonisch transportiert sein, die kaum aufgeschlossenen Kontakte lassen keine eindeutigen Aussagen zu. Trotzdem werden die Grüngesteine zusammen mit den Sedimenten, die sie heute beherbergen, besprochen.

Im Bosco del Mazzareto östlich Fraconalto, praktisch auf der Grenze gegen Niveau III steht ein kleiner Spilit an. Das Gestein unterscheidet sich nicht von den Spiliten der Zone Sestri-Voltaggio, vom Metamorphosegrad abgesehen. Das Schliffbild wird beherrscht von arborescierendem Strahlenalbit mit dazwischen gelagertem Hämatit, der in Limonit umgewandelt ist. Wichtig ist, daß kein Epidot mehr auftritt. Die Klüfte sind mit Karbonat und Quarz verheilt. Kleine Quarzgruppen stehen auch zwischen den Albitbüscheln. Letztere sind häufig vollständig karbonatisiert, wobei die arborescierende Struktur erhalten blieb und sich in den feinen Erzspuren ausdrückt. Fein verteilt über den ganzen Schliff tritt Chlorit auf. Wie bei den Grüngesteinen des Jura bereits gesagt wurde, nimmt die Metamorphose nach

Osten ab. Anzeichen für die in der Zone Sestri-Voltaggio so verbreitete Epidot-Amphibolit (Glaukophan) - Fazies sind hier, in den Spiliten der Argilloscisti, nicht mehr gegeben. Die Metamorphose ist auf die Grünschiefer-Fazies beschränkt.

Der Ophiolith von Casa Dirupate, dessen stumpfer Kegel von der Verwitterung aus der weichen Tonschieferumhüllung schön herauspräpariert wurde, besteht in der Hauptsache aus dem oben beschriebenen Gestein. Nur kommen zonenweise rötliche und sehr dichte hellgrüne Partien vor, die charakteristisch weiß gefleckt sind. Es handelt sich, wie das Schliffbild zeigt, um variolithische Strukturen. Sie sind bei den Spiliten des Arbeitsgebiets sehr selten und wurden nur noch an einer Stelle, bei Casa Crescione (Ponte S.Filippo) gefunden.

Der Radiolarit der Costa del Seretta, der an der Basis des Niveau IV steht, wurde in Zusammenhang mit den Radiolariten des Oberen Jura beschrieben. Ein Ophiolithkörper, der diesen Radiolarit praktisch als Dach hätte hochbewegen können, wurde nicht gefunden. Eindeutige Kontakte zu den Tonschiefern sind nicht zu ersehn. Es wird vermutet, daß der Radiolarit, der mit den tieferen stratigraphisch gleichgestellt wird, tektonisch so hoch in die Argilloscisti gelangte. Der tektonische Transport von Sedimenten durch diapirartig wandernde Ophiolithkörper ist an anderer Stelle gut zu beobachten (vgl. S. 37 u. S.101).

Die Mächtigkeit des Niveau IV nimmt vom Meer nach Norden sicherlich zu und dürfte hier 300 m stellenweise erheblich überschreiten.

Das Niveau IV läßt sich faziell und altersmäßig gut mit den AS_2, den Argille scagliose mit Kalksandsteinen des östlichen Ligurikum vergleichen. Die Kalksandsteinbänke des Niveau IV sind im ganzen weniger mächtig, in beiden Gebieten können sich Sandsteine und feldspätige Grauwacken entwickeln. Interessant ist der Hinweis KJ. REUTTERs (1961), daß gröberklastische Bänke der AS_2 unter Umständen mit dem Gottero-Sandstein (im Hangenden der AS_3) zu verwechseln sind. Auch die Kalksandsteine des Niveau IV sind mit denen des Niveau VI oft praktisch identisch. Zwischen diese Hori-

zonte schiebt sich sowohl in den Argille scagliose als auch in den Argilloscisti ein mergeliger Horizont, dort die AS_3, hier das Niveau V. (Über die Gegenüberstellung Monte-Gottero-Sandstein und Montoggio-Schiefer bzw. Niveau VI vgl. S.53).

3.315 Niveau V, Sandkalke und Mergel

Im Hangenden der Tonschiefer und Sandkalke des Niveau IV folgt eine recht einheitliche Serie, die mitunter dem Antola-Alberese so ähnelt, daß sie stellenweise, besonders zwischen Genua und S.Olcese, gern mit ihm verwechselt und entsprechend auskartiert wurde (Blatt Rapallo und Genova der Carta Geologica d'Italia). In der Tat können Niveau IV und Antola-Alberese manchmal lithologisch fast identisch sein, faunistisch, stratigraphisch und hinsichtlich der Kleintektonik sind sie es jedoch nicht.

Im ganzen gesehen kommt es im Niveau V der Argilloscisti zum erstenmal zur Ausbildung größerer Mergel-,Kalkmergel- und Sandkalkfolgen, die der Ausdruck einer beginnenden Flyschfazies sind. Sie nehmen im hier beschriebenen Gebiet etwa das Areal beiderseits des Scrivia von Ronco bis Stabbio (vor Casella) ein, mit Betonung der westlichen Scriviaseite, um östlich Orero über Campelo nach SW zu ziehen.

Der rhythmische Sedimentationswechsel zwischen Sandkalken, Kalkmergeln und Mergeln, der für den Antola-Alberese so typisch ist, wurde im Niveau V der Argilloscisti nicht so konsequent und regelmäßig durchgeführt. Oft wechsellagern nur handbreite Sandkalk- und Mergellagen miteinander oder aber es kommt zur Ablagerung mehrerer Meter mächtiger Mergelpakete, die jeweils durch einen nur um 5 cm starken Basisteil von Sandkalk eingeleitet werden. Weil so die kompetenten, spröden Sandkalke durch weite, inkompetente Mergelmittel voneinander getrennt sind, wurden sie durch die tektonische Beanspruchung in einer Weise gestaucht und gefältelt, die für das Niveau V charakteristisch und typisch ist. Im Abschnitt Tektonik wird das näher beschrieben werden. Weiter unterscheiden sich die Sandkalkbänke

des Niveau V vom Antola-Alberese dadurch, daß sie sehr viel seltener Strukturen als Ausdruck bestimmter, für Flyschsedimente charakteristischer Sedimentationsbedingungen aufweisen, wie z.B. load- und flow-casts oder convolute lamination.

Die Sandkalke unterscheiden sich durchaus von den Kalksandsteinen des Niveau IV, weniger allerdings von den Schichtgliedern der höheren Folgen bis zum Antola-Alberese (Niveau VI teilweise ausgenommen). Es beginnt nämlich eine deutliche Zunahme der Kalkkomponente, so daß es nicht mehr zur Ausbildung von Sandsteinen oder Grauwacken kommt, wozu sich Ansätze in Niveau IV zeigten.

Das Schliffbild der Sandkalke des Niveau V ist wieder durchaus einheitlich: Mit Korngrössen, die 0,2 mm nur selten überschreiten, finden sich mengenmäßig überwiegend scherbige, undulös und glatt auslöschende Quarze. Das Bindemittel ist kalkig, von zahlreichen Tonhäutchen verunreinigt. Die Plagioklase, häufiger als in Niveau IV, sind recht frisch, Orthoklas ist selten und stets mehr oder weniger serizitisiert und karbonatisiert. In der kalzitischen Grundmasse, die nur noch wenig Quarzmörtel enthält, gibt es weiter Chlorit, Biotit und vereinzelt Muskowit. Neugebildete Dolomitrhomboederchen sind sehr selten. Stets vorhanden ist Pyrit, nicht idiomorph, sondern in Schmitzen und Lagen. Sicherlich ist er organogener Entstehung, da er oft als Kiessteinkern von Foraminiferen auftritt.

Die Fossilführung der Argilloscisti, die im Niveau IV nur sehr zögernd beginnt, nimmt nach oben hin langsam zu. Die ersten Spurenfossilien, Chondriten, treten auf oder, besser gesagt, die zunehmende Sedimentation überwiegend pelitischen Materials gestattete jetzt eine Überlieferung der feinen Spuren. Eine ganze Reihe von Schliffen der Sandkalke des Niveau V zeigt Fossilreste, die meist als Kiessteinkerne vorliegen (besonders nördlich und südlich Ponte Savignone sowie bei Ronco/Villavecchia, jeweils im Scrivia). Es handelt sich immer wieder um Globigerinenreste und globigerinide Formen sowie Heteroheliciden. Die allgemeine Alters-

aussage: Unterkreide wird durch den Umstand noch etwas präzisiert, daß die Montoggio-Schiefer im weiteren Hangenden wahrscheinlich noch ins obere Alb hinabreichen, Niveau V wäre demnach etwas tiefes Alb bis Apt.

Die Ophiolithe waren schon in Niveau IV selten und auf die Basis beschränkt, wenn sie nicht ursprünglich überhaupt tieferen Serien angehören. Vom Niveau V an gibt es jedenfalls keinerlei Ophiolithe mehr.

Besonders typisch entwickelt ist Niveau V an der Straße Casella - Bolzaneto, bei Campelo. Auch für dieses Niveau ist eine Mächtigkeitsangabe mit 300 - 400 m eine vage Schätzung.

Aus Tabelle II geht hervor, daß das Niveau V der Argilloscisti in den Argille scagliose mit den AS_3 K.J.REUTTERs parallelisiert wird, den Schiefern des Lavagna - Tales. Dieser Parallelisierungsversuch ist gerechtfertigt, da in den Argille scagliose zum Hangenden hin desgleichen der Mergelgehalt zunimmt und die Serien sich in ihrer Lithologie und bemerkenswerterweise auch in der Kleintektonik sehr ähneln. Die Übereinstimmung dieser beiden Glieder ist wohl die deutlichste zwischen Argille scagliose und Argilloscisti. Im Gegensatz zu den bislang recht fossilarmen AS_3 finden sich in Niveau V durchaus Fossilien, die, wie gesagt, hohe Unterkreide angeben.

3.316 Niveau VI, Kalksandsteine, Sandkalke und Tonschiefer

Der Komplex der Argilloscisti wird durch das Niveau VI abgeschlossen, eine Gesteinsfolge, die dem Niveau IV recht ähnelt. Sie unterscheidet sich jedoch durch die Menge und die Art ihrer Fossilien sowie durch die stratigraphische Lage im Hangenden des Niveau V.

Niveau VI ist ein ausgesprochenes Übergangsglied. 70 bis höchstens 100 m mächtig, vermittelt es zwischen den "albereseähnlichen" Sandkalk-Mergelfolgen des Niveau V und den Montoggio-Schiefern. Es sind schwach serizitische Tonschiefer, die mit Sandkalken und Kalksandsteinen wechsellagern. Im Norden, bei Ronco Scrivia, ist das Niveau VI ebenso wie die folgenden Montoggio-Schiefer nur noch in

Resten vorhanden. Im Abschnitt Tektonik wird gezeigt, daß die beiden Glieder vermutlich tektonisch unterdrückt sind. Besonders gut aufgeschlossen ist Niveau VI an der Straße Casella-Bolzaneto, zwischen Crocetta d'Orero und Campelo, und an der Straße Casella-Busalla, zwischen Stabbio und Casella. An der erstgenannten Lokalität, bei Campelo, ist der Übergangscharakter des Niveau VI zwischen den Montoggio-Schiefern südlich oberhalb Crocetta d'Orero und dem Niveau V nach Westen hin ebenso augenfällig wie unterhalb Casella, wo die Montoggio-Schiefer hangwärts zum Monte Maggio hin folgen, scriviaab dagegen im Bachbett der Mergelgehalt der Tonschiefer zum Liegenden hin zunimmt. Wichtig sind hier, an der Straße Casella-Busalla, 250 m nördlich Kilometer 6, drei je 1 m mächtige Kalksandsteinbänke. Eine ganze Reihe von Schliffen dieses kaum gradierten Materials zeigte folgendes Bild: Ähnlich wie bei den Kalksandsteinen des Niveau IV überwiegt eckiger, kaum gerollter Quarz, hier allerdings mit Korngrößen bis 1,3 mm. Daneben wurden Brocken eines feinkörnigen, verzahnten Quarzmörtels sedimentiert. Das klastische Material liegt sehr dicht gebettet, in den Zwischenräumen gibt es nur wenig Kalzit. Weiter treten Orthoklas und Plagioklas auf, ersterer ist stets serizitisiert und karbonatisiert, letzterer sehr unterschiedlich. Untergeordnet finden sich Biotit, Muskowit und Hornblende. Interessant sind einige Serpentinitbröckchen. Vom Oligozänkonglomerat abgesehen, ist es hier die einzige Stelle, an der Serpentinitdetritus in Sediment gefunden wurde, jedoch in so geringen Mengen, daß sich daraus nichts ableiten läßt.

Die Kalksandsteine führen Fossilien. An anderer Stelle wurden Kiessteinkerne unbestimmbarer Kleinforaminiferen gefunden, dazu Globigerinen und globigerinide Formen sowie Heteroheliciden.
Aus der oben genannten Lokalität wurden 1959 von LANTEAUME, FALLOT und CONTI Globigerinen vom Kreidetyp beschrieben. In Übereinstimmung mit den Fossilfunden von K.GÖRLER weiter im Süden und aufgrund der Stellung des Niveau VI unmittelbar unter den Montoggio-Schiefern läßt

es sich mit einiger Wahrscheinlichkeit ins Alb stellen.

Wie gesagt, ist Niveau VI das am wenigsten prägnante Glied der Argilloscisti. So drückt sich der Übergang zu den Montoggio-Schiefern lediglich darin aus, daß die Kalksandsteinbänke zurücktreten und der Kieselgehalt der Tonschiefer zunimmt. Ausdruck des erhöhten Kieselgehalts sind auch Radiolarien, die stellenweise massenhaft in den höheren Teilen des Niveau VI, bzw. der Basis der Montoggio-Schiefer vorkommen.

Zum Vergleich mit den Argille scagliose ist zu sagen, daß auch die tonmergeligen Folgen der Lavagna-Schiefer (AS_3) zum Hangenden hin in sandige, wenn auch kaum gebankte Tonschiefer übergehen (K.J.REUTTER, 1961), also vor dem Einsetzen des Gottero-Sandsteins eine dem Niveau VI der Argilloscisti in etwa vergleichbare Fazies entwickeln. Dann beginnt aber mit dem Monte-Gottero-Sandstein im Osten und den Montoggio-Schiefern im Westen eine faziell erheblich verschiedene Sedimentation, die jedoch nachweislich gleichaltrig ist. Erst mit der Buntschieferserie und den Scisti policromi gleichen sich die faziellen Unterschiede wieder etwas an.

3.317 Zusammenfassung der Argilloscisti:

Die Argilloscisti zwischen der Linie Sestri-Voltaggio im Westen und der Antola-Alberese-Zone im Osten stellen eine mächtige, eintönige Sedimentationsfolge von überwiegend Tonschiefern dar. Hinzu kommen Kalke mit sehr unterschiedlichem Sandgehalt und gelegentlich Mergel. Die Serie umfaßt die gesamte Unterkreide, die Basis enthält noch Oberjura mit Radiolariten. Der Ophiolithmagmatismus erlischt in der tiefen Unterkreide. Die Serien sind im Westen epizonal metamorph, die Serizitisierung nimmt nach Osten ab. In den höheren Teilen der Folge beginnt sich eine Flyschfazies abzuzeichnen. Fossilien sind selten. Der Komplex wurde zusammen mit K.GÖRLER in sechs Niveaus untergliedert. Die Mächtigkeit mag bis 2000 m gehen, genaue Aussagen sind unmöglich. Die Argilloscisti lassen

Tabelle I

STRATIGRAPHIE DES GENUESER FLYSCHES

(Konrad Görler und Hillert Ibbeken, 1962)

		FAZIES	FOSSILIEN	ALTER	MÄCHTIGKEIT S - N	TYPLOKALITÄT N S
Oligozänkgl. disk. transgressiv						
ANTOLA - ALBERESE		Rhytmische Sandkalk-Mergelkalk - und Mergelsedimentation	Inoceramen Globl.lapp.tric. (QU.) Globl.lapp.lapp.(BOL.) Globl.lapp.cor.(BOLLI)	Maas - tricht O-Turon	1000 m	Monte Antola
SCISTI POLICROMI		Rote Tone		U-Turon Cenoman	bis 30 m	Straßenkurve SE Bromia (Montoggio)
MONTOGGIO-SCHIEFER		Kieselige Tonschiefer	Radiolarien Ticinella sp. Praeglobotruncana Rotalipora	U-Cenoman O-Alb ?	bis 150 m	Montoggio St. Olcese
ARGILLOSCISTI	VI	Kalksandsteine, Sandkalke und Tonschiefer	Heterohelicideri Globigerinen Rotaliden	U-Alb	200 - 70 m	Straße Stabbio - Casella Casa Montarsola
	V	Sandkalke und Mergel	Heterohelicideri Globigerinen globigerinide Form.	I	50 - 400 m	Straße Casella - Bolzaneto (Campelo)
	IV	Tonschiefer mit Kalksandsteinen i.N Spilite (tekt.?)	Heterohe-liciden	Apt	100 - 400 m	Costa Lazzari Mignanego
	III	Tonschiefer i.N Spilite (tekt.?)		Apt I	1000 - 500 m	Fraconalto - Tegli Unteres Polcevera Tal
	II	Kalke mit Tonschiefern N dickbankig S dünnbankig	Kalkalgen ?	Valendis ?	20 - 100 m	Bc Albergorosso Livellato
	I	Tonschiefer u. Kalke, Tonschiefer Ophiolith u. Radolarit	Radiolarien	Jura	30 - 150 m	Casa Caramagna Passo della Bocchetta
Trias und Jura der Zone Sestri-Voltaggio						

sich im einzelnen nur bedingt mit den Argille scagliose östlich der Antola-Alberese-Zone vergleichen, wenn sie ihnen auch gesamthaft entsprechen und zur gleichen Zeit abgelagert wurden.

3.32 Die Oberkreide

3.321 Die Montoggio-Schiefer (O-Alb? - U-Cenoman)

Obwohl die Montoggio-Schiefer nur teilweise schon dem Cenoman angehören, werden sie hier mit Scisti policromi und Antola-Alberese zusammen beschrieben, weil sie aus den im folgenden genannten Gründen von den Argilloscisti getrennt werden.

Die obere Abgrenzung der Argilloscisti durch das Niveau VI ist willkürlich. An und für sich ändert sich die Sedimentation keineswegs in einem Maße, daß es lithologisch oder paläontologisch gerechtfertigt wäre, die Montoggio-Schiefer im Hangenden der Argilloscisti nicht als ein Niveau VII den Argilloscisti anzuschließen. Andererseits beginnt mit den Montoggio-Schiefern eine deutlichere fazielle Differenzierung, die mit den Scisti policromi und dem Antola-Alberese noch weiter geht. Von K.J.REUTTER wurde mit dem Monte-Gottero-Sandstein ebenfalls ein Schichtglied nomenklatorisch von den Argille scagliose abgehoben, das zwar faziell noch dazugehört, jedoch desgleichen eine deutlichere und schärfer abgrenzbare Differenzierung darstellt und deshalb den Eigennamen gegenüber der nur ungenau gliederbaren Argille scagliose verdient. Mit den Bezeichnungen AS_{1-3} in den Argille scagliose und Niveau I - VI in den Argilloscisti sind so zwei altersgleiche, faziell nur im großen ähnliche Komplexe mit unscharfer Gliederung gemeint, die von deutlicheren und auch fossilreicheren Serien überlagert werden.

Unter Montoggio-Schiefern soll im folgenden ein Schichtglied verstanden werden, das als Hangendes des Niveau VI der Argilloscisti zwischen diesen und den Scisti policromi steht. Für diese Serie ist an und für sich die Bezeich-

nung Scisti galestrini üblich. Da dieser Ausdruck mehr lithologische Bedeutung hat, wird er recht unterschiedlich gebraucht. Auf Blatt Rapallo z.B. bezeichnet ZACCAGNA 1930 die Argilloscisti des Arbeitsgebiets, aber auch die Argille scagliose im Osten gesamthaft als Scisti galestrini und stellt sie ins Eozän. DE WIJKERSLOOTH (1934) gibt dagegen zwar eine Definition der Scisti galestrini (S.130), die sich voll mit den Eigenschaften der Montoggio-Schiefer deckt, faßt sie aber mit den Argille scagliose als Galestro-Formation zusammen, die er als Zone IV des Ligurikum in die Oberkreide stellt. Auch bei anderen Autoren werden unter den Scisti galestrini mehr die kieseligen Schichten der Argilloscisti, beziehungsweise Argille scagliose verstanden als ein bestimmter stratigraphischer Horizont. Um so Mißverständnissen zu entgehen, wurde für die "Scisti galestrini" des Arbeitsgebietes und seiner Umgebung der Name "Montoggio-Schiefer" gewählt, da diese Schichten lithologisch charakteristisch und stratigraphisch eindeutig fixiert sind. Zudem besitzen sie Fossilien, die eine nähere Altersbestimmung gestatten. Die Montoggio-Schiefer bilden die Basisschichten des Tales von Montoggio.

Wie gesagt, entwickeln sich die Montoggio-Schiefer aus den Tonschiefer-Kalksandsteinfolgen des Niveau VI der Argilloscisti. Der Übergang vollzieht sich, indem die Tonschiefer dunkler, pyritreicher und kieseliger werden, die Kalksandsteinbänke dagegen zurücktreten. Zugleich nimmt auch ihr Sandgehalt ab und das Korn wird feiner. Etwa 30 m unter den überlagernden Scisti policromi verschwinden die Sandkalke vollständig. Zwischen Crocetta d'Orero und Regiosi ist dies gut zu beobachten. Der Übergang Argilloscisti - Antola-Alberese ist damit geschlossen. Innerhalb der großräumigen Alberesebedeckung treten in der Antiklinalzone des Tales von Montoggio noch einmal die Montoggio-Schiefer zutage. Die tektonischen Zusammenhänge zwischen Antola-Alberese, Scisti policromi und Montoggio-Schiefern sind hier oft sehr schön zu sehen.

Im Schliff zeigen die Sandkalke ein ähnliches Bild wie die des Niveau VI, nur sind sie feinkörniger und kalkiger. Unmittelbar an der Ponte Romano bei Bromia (Montoggio), am Ufer des Pentemina, wurden folgende Fossilien gefunden: "Rotalina", Globigerina, Globigerinella ex gr. G.infracretacea (GLESSNER), Ticinella roberti (GANDOLFI) (sehr wahrscheinlich) und ein auf Plananomalina buxdorfi (GANDOLFI) zu beziehender Rest. Zusammen mit einer von K.GÖRLER gefundenen Fauna ergibt sich für die Montoggio-Schiefer ein Alter von O.Alb bis U.Cenoman.

Typisch für die Montoggio-Schiefer sind die schwarzen, harten und splittrigen Tonschiefer. Sie sind in sich völlig homogen, Schichtflächen deuten sich stellenweise nur durch den wechselnden Pyrit- bzw. Markasitgehalt an. Die Erze treten in 1 - 10 mm dicken Lagen auf, die sich rostbraun, an frischen Stellen silbergrau aus dem tiefen Schwarz des tauben Gesteins herausheben. Sie ermöglichen, bei fehlenden Sandkalkbänken, die Aufnahme der Kleintektonik.

Das äußerst feine Korn sowie der hohe Pyritgehalt der Montoggio-Schiefer weisen auf eine Sedimentation in einem tiefen, schlecht durchlüfteten Meer. Die Bedingungen für die Existenz von Lebewesen und ihre Überlieferung waren denkbar schlecht. Schlämmproben erbrachten keine Fossilien. Diese beschränken sich auf die Sandkalke der tieferen Teile.

Zusammen mit den Scisti policromi, einer sehr reinen Tonsedimentation, bilden die dunklen Tonschiefer der Montoggio-Schiefer eine Unterbrechung der Flyschfazies, die sich in den höheren Teilen der Argilloscisti zu entwickeln begann. Erst mit der Ablagerung des Antola-Alberese wird diese Flyschfazies wieder aufgenommen.

Die Montoggio-Schiefer werden vermutlich nicht mächtiger als 150 m. Wie auch die Scisti policromi, wechseln sie stark in ihrer Mächtigkeit. Wieweit das primär oder tektonisch bedingt ist, läßt sich kaum sagen. Bei Ronco Scrivia entsteht sehr der Eindruck, als seien die fehlenden Montoggio-Schiefer tektonisch unterdrückt. Unter der

erheblich beanspruchten Basis des Antola-Alberese sind in dem Scrivia nur noch Fetzen einiger Scisti policromi erhalten, die mit Resten des Niveau VI förmlich verknetet sind. Erst mit den besonders intensiv, jedoch gleichsinnig verfalteten und geschieferten Sandkalk-Tonmergelfolgen des Niveau V beginnt (von oben) die normale Schichtfolge der Argilloscisti.

Das zeitliche Äquivalent der Montoggio-Schiefer im Osten, der Monte-Gottero-Sandstein, weist eine erheblich veränderte Fazies auf. Er besteht vornehmlich aus Grauwacken, die 1200 m mächtig werden können (K.J.REUTTER 1961). Die kieseligen schwarzen Tonschiefer der Montoggio-Schiefer erreichen nur 100 m. An der Wende Unterkreide - Oberkreide weichen demnach die Verhältnisse östlich und westlich der heutigen Antola-Alberese-Zone sehr voneinander ab. Die Grauwackenschüttung erreichte das Gebiet des westlichen Ligurischen Troges nicht mehr. Erst mit der Buntschieferserie bzw. den Scisti policromi und dem Alberese stimmen die Verhältnisse wieder besser überein.

3.222 Die Scisti policromi

Die Scisti policromi sind das normale Hangende der Montoggio-Schiefer, an die sie übergangslos grenzen. In zahlreichen Aufschlüssen umsäumen sie das Tal von Montoggio, als Typlokalität seien die Hänge an der Straßenkurve östlich Bromia angegeben, wo die Tone neuerdings abgebaut werden. Die Scisti policromi bestehen fast ausschließlich aus Tonen, die wegen ihrer bergfeucht leuchtend roten Farbe weithin auffallen. Kleine Schüppchen lassen sich leicht mit den Fingern zerreiben, das kräftige Rote zeigt einen deutlichen Stich ins Violette. Irgendwelche parallelen Ebenen, im Sinne eines Materialwechsels oder einer Schiefrigkeit sind in den Scisti policromi nicht ausgebildet. Das Gestein ist vielmehr in sich völlig regellos zerbrochen und zerfällt in unregelmäßige Brocken. Bisweilen sind die letzten ein bis zwei Meter vor der Alberesegrenze graugrün verfärbt, desgleichen im Liegenden zu den Montoggio-Schiefern hin. Grüne

Einschaltungen treten auch gelegentlich inmitten der Tone auf, und zwar als 2 mm bis 5 cm mächtige Bänder, die das Gestein völlig gradlinig durchziehen, nach 2 - 3 m verdünnen und ausklingen. Die Farbunterschiede entsprechen verschiedenen Oxydationsstufen des Fe-Gehalts. Gelegentlich treten feine Malachitausblühungen und Mangandendriten auf. In der neuen Grube an der Straßenkurve östlich Bromia finden sich zahlreiche, bis 30 cm große Knollen und Linsen von Pyrit nach Markasit.

Nördlich unterhalb des Monte Bano, in einem Nebenlauf des Rio Carpi, liegt inmitten des Antola-Alberese ein kleiner Ausbiß von Scisti policromi mit überwiegend tiefschwarzen, weichen Tonen. Beim Schlämmen ergab sich ein verschwindend kleiner Rückstand gut gerollter Quarze. Fossilien oder deren Reste fehlten genauso wie in den anderen zahlreichen Schlämmproben der Scisti policromi.

Die geologische Hauptbedeutung der Scisti policromi im Arbeitsgebiet liegt in der Plastizität, die dieses Gestein durch die geringe Festigkeit und die starke Quellfähigkeit der tonigen Bestandteile zu einer idealen Abscher- und Ausweichfläche für die Faltung des auflagernden Antola-Alberese macht. Die Stockwerkstektonik zwischen Antola-Alberese und Argilloscisti bzw. Montoggio-Schiefer - nämlich kleingefältelte und zerschieferte Montoggio-Schiefer einerseits, großzügiger Faltenwurf der Albereserkalke andererseits - hat ihren natürlichen Grund in den Materialunterschieden der beiden Serien, wurde jedoch in dieser Form durch den Trennhorizont der Scisti policromi sehr begünstigt. Als nur selten aussetzender Leithorizont erleichtern die Scisti policromi weiter die Zuordnung vieler Faltensequenzen im Antola-Alberese zueinander. Vorkommen dieser Art werden im Abschnitt "Tektonik" näher beschrieben.

Für Landwirtschaft und Siedlungen haben die Scisti policromi insofern hohen Wert, als das natürliche Wasserreservoir der klüftigen und durchlässigen Kalke des Antola-Alberese in ihnen einen wasserundurchlässigen Boden findet. Die roten Tone sind ein ausgesprochener Quellhorizont, auf

dem sich allenthalben die Brunnenstuben und kleinen Waschhäuser der höhergelegenen Dörfer finden.

Die starken Mächtigkeitsschwankungen der Scisti policromi dürften in erster Linie tektonischen Ursprungs sein, primäre Mächtigkeitsunterschiede lassen sich bei dem Tonmaterial kaum nachweisen. In tektonisch ruhiger Umgebung sind sie etwa 30 m mächtig.

Da in den Scisti policromi westlich der Antola-Alberese-Zone keine Kalk- oder Sandkalkbänke als mögliche Fossilträger entwickelt sind, mußte sich die Fossilsuche auf zahlreiche Schlämmproben beschränken, die jedoch alle fossilfrei waren. Westlich des Monte Antola sagen die Scisti policromi selbst also nichts über ihr Alter aus. Es wird jedoch bereits umrissen durch die unterlagernden Montoggio-Schiefer (O-Alb? bis U-Cenoman) und den auflagernden Antola-Alberese (O-Turon bis Maastricht). Die Angaben in der Literatur widersprechen sich. Da im Nordapennin eine Rotfazies an stratigraphisch verschiedenen Stellen auftritt, z.B. die Scaglia rossa der Toskana und Rote Mergel an der Basis des Tertiär-Alberese, waren Verwechslungsmöglichkeiten gegeben. Auf die verschiedenen Darstellungen in der Literatur soll hier nicht mehr eingegangen werden, da K.J.REUTTER wesentliche Fossilfunde gelangen, die ein einheitliches Alter der Buntschieferserie, bzw. ihres Äquivalents, der Scisti policromi, ergaben (K.J.REUTTER 1961). In den Scisti policromi östlich der Antola-Alberese-Zone beginnen Einschaltungen von Kalkbänken . In diesen fand K.J.REUTTER nördlich Torriglia: Ticinella roberti (GANDOLFI) Rotalipora apenninica (O.RENZ), Rotalipora cushmani (MORROW), Globigerina ssp., Cadosina sp. und Radiolarien. In schöner Übereinstimmung mit den Faunen anderer Proben der Buntschieferserie von den verschiedensten Lokalitäten ergibt sich für diese Scisti policromi (Buntschiefer) ein Alter von Cenoman bis Unterturon. Diese Altersangabe fügt die Scisti policromi westlich der Antola-Alberese-Zone widerspruchslos in die Schichtfolge ein.

Das Auftreten von Buntschiefern oder Scisti policromi beschränkt sich nicht auf den mittleren und westlichen Nord-

apennin. Auch an der Basis der Kreideflyschzone von San Remo - Alassio sind Buntschiefer entwickelt, deren Fauna Oberkreidealter anzeigt (M.RICHTER, 1960).

3.323 Der Antola-Alberese

Dieses mächtige und regional sehr verbreitete Schichtglied spielt in der geologischen Apenninliteratur eine große Rolle, da es lithologisch recht charakteristisch und einheitlich ausgebildet ist, zum andern aber nur wenige und unsichere Fossilien lieferte, so daß die Diskussion hauptsächlich um die Altersfrage des Alberese ging. Hinzu kommt, daß vom Ostrand der Antola-Alberese-Zone an der Alberese allochthon sein kann: Zur Unsicherheit in der Altersfrage kam das Problem der jeweiligen tektonischen Stellung.

Einen Überblick über die Anschauungen bis 1934 findet sich bei DE WIJKERSLOOTH (1934), die neuere Literatur wird von A. BONI (1961) behandelt. Eine der ersten nur rein lithologischen Beschreibungen des Alberese stammt von SAVI (1845): "questa pietra é di colore bianco ceciato o grigiastro, compatta, a grana finissima, a frattura concoide". Im Laufe der Zeit wurde daraus ein Sammelname, unter dem jeder für Eozän gehaltene Kalkverband lief (LOTTI, 1903, ZACCAGNA 1932). Mit gewissen Einschränkungen - Betonung der mergligen, schiefrigen, autochthon - semiautochthonen Anteile der Serie - benutzten auch FRANCHI (1915), ROVERETO (1922 - 31) STEINMANN (1925) und LUDWIG (1929) diesen Namen. SACCO (1928) schreibt: "calcari argillosi biancastri ,.., che fanno parte della serie argillosa calcarea, formante passagio dell' Eocene inferiore al Cretaceo". DE WIJKERSLOOTH folgt der Definition von SAVI und SACCO, schließt die autochthon - semiautochthonen Kalke aber aus. SCHNEIDER und TEICHMÜLLER sprechen dem Alberese Oberkreidealter zu. CRETTAZ (1955) hält den Alberese auf Grund lithologischer Vergleiche für Eozän. MERLA (1957) stellt die Kalkmergelfolge in Oberkreide bis Eozän, trifft jedoch wie DE WIJKERSLOOTH eine tektonische Unterscheidung: Westlich der Trebbia sind die Kalke autochthon, hier nennt er

sie "calcari a Elmintoidi a Fucoidi (ce)." Die allochthonen Äquivalente östlich der Trebbia bezeichnet er als "calcari alberesi (al)". LANTEAUME, FALLOT und CONTI (1957) geben Oberkreidealter an, halten jedoch eine Beteiligung von Eozän in den höchsten Teilen für möglich. K.J. REUTTER und C.W.SAMES (1959) fanden im allochthonen Alberese der Umgebung von Bedonia Mikrofaunen, die ganz wie die eigenen Funde (1960) Oberkreide anzeigen. Die eingehenden Untersuchungen von A.BONI (cf.A.BONI 1961) beweisen ein Oberkreidealter des Alberese, nordöstlich der Antola-Alberese-Zone gibt es jedoch tertiären Alberese in noch nicht vollständig geklärter tektonischer Stellung.

Es wurde nun verschiedentlich vorgeschlagen, den Namen 'Alberese' aufzugeben und einzelne Namen einzuführen, da die unterschiedliche tektonische Stellung und das Vorhandensein von Tertiäralberese zu Mißverständnissen führen könnte. Im ganzen sind aber die als Alberese bezeichneten Gesteine faziell so ähnlich, daß es als sinnvoll erscheint, diese nun einmal übliche Bezeichnung weiter zu gebrauchen, sie jedoch im Einzelfall mit einer Lokalitätsangabe zu präzisieren. Da der Alberese in dem Gebietsstreifen Ronco - Monte Antola - Genua zeitlich, faziell und tektonisch einheitlich ausgebildet ist, wird er im folgenden als Antola-Alberese bezeichnet.

Etwa zwei Drittel des Bereichs der Karte von Montoggio sind von den Sandkalken, Kalkmergeln und Mergeln des Antola-Alberese bedeckt. Er bildet das natürliche Hangende der Scisti policromi. Seine Mächtigkeit kann nur geschätzt werden, einmal wegen der starken Verfaltung, mehr aber wegen des Fehlens einer deutlich abgrenzbaren, konkordanten Hangendserie. Teile des Antola-Alberese sind vielmehr bereits einer frühtertiären Hebung und Erosion zum Opfer gefallen, so daß sich das Oligozänkonglomerat diskordant transgressiv über Montoggio-Schiefer, Scisti policromi und Antola-Alberese legt. Die Mächtigkeit des Antola-Alberese geht in der weiteren Umgebung bis 1000 m.

Der Antola-Alberese stellt eine recht abwechslungsarme Flyschsedimentation dar. Sandkalk-, Mergelkalk- und Mergelbänke folgen einander in monotoner Wiederholung (Abb.2).

Die meist recht feinkörnigen Sandkalke lassen sich leicht an ihrer braunen Verwitterungsfarbe erkennen, im Anschlag sind sie graublau, mit zuckerkörnig rauher Oberfläche. Fein verteilte Glimmer auf den Schichtflächen sind nicht selten. Der Sandgehalt kann so steigen, daß makroskopisch ein feinkörniger Sandstein vorgetäuscht wird, er reagiert jedoch stets mit Salzsäure. Im Schliff unterscheiden sich die Sandkalke qualitativ nicht allzusehr von den in Niveau VI beschriebenen, sind aber kalkreicher. Die Quarze sind kleiner, in den seltensten Fällen erreichen sie 1 mm ø. Sie sind etwas besser gerollt, nie randlich weitergewachsen und löschen teils glatt, teils undulös aus. Häufig sind Bröckchen feinen Quarzmörtels. Orthoklas und Plagioklas treten zurück, sie sind sehr unterschiedlich stark zersetzt, erstere meist karbonatisiert. Muskowit ist häufiger als Biotit, beide zusammen sind hier seltener als in den Argilloscisti. Sehr viel häufiger wurde dagegen Glaukonit abgelagert, der in den Argilloscisti so gut wie völlig fehlt. All dieser Detritus ist in eine unsaubere kalzitische Grundmasse eingebettet, die Kalzite sind stets unscharf und verschwommen. Der Pyritgehalt äußert sich in einem unregelmäßigen Pigment, der Alberese ist pyritärmer als die meisten Argilloscisti, Fossilien sind reichlicher und besser erhalten. Die Fossilführung beschränkt sich meist auf die Sandkalkanteile jeweils einer Bank, in der Regel sogar nur auf deren Basis.

Die Mergelkalke verwittern hellgraublau, der Anschlag ist sehr viel dunkler. Das Gestein ist außerordentlich fest, der Bruch oft muschelig. Der Schliff zeigt eine dichte, kalzitische Grundmasse, in der kaum noch klastischer Detritus anzutreffen ist. Die Quarze überschreiten 0,05 mm nicht mehr, sonst gibt es nur noch etwas Plagioklas und Glaukonit. Praktisch gesteinsbildend sind bisweilen Nadeln von Kalkschwämmen. An Fossilien gibt es sonst nur noch vereinzelte Globigerinenreste.

Die Mergel endlich verwittern noch heller, weißgrau. Sie zerfallen in gerundete Scherben und deren Negative. Eine Schieferung ist nicht selten. Die dichte Grundmasse des Schliffs enthält so gut wie kein sichtbares klasti-

sches Material mehr.

Obwohl, wie eingangs gesagt wurde, der Sandgehalt einzelner Alberesebänke sehr hoch steigen kann, fanden sich jedoch im Antola-Alberese des Arbeitsgebiets nirgends echte Sandsteine, Grauwacken oder gar konglomeratische Basislagen, wie sie z.B. von K.J.REUTTER (1960) im allochthonen Alberese bei Bedonia beschrieben werden. Allerdings sind sie auch dort sehr selten.

Das 'Oben' und 'Unten' der Bänke, wesentlich für die Aufnahme der Tektonik, läßt sich meist gut unterscheiden. Das wichtigste Kriterium ist der oben erwähnte rhythmische Wechsel des Sedimentationsmaterials: Scharfes Einsetzen des sandigen, harten Basisteils, deutlicher, kurzer Übergang in die meist nicht weniger harten Mergelkalke und schließlich verschwommenes Überleiten in den mergeligen, sehr viel weicheren und daher zurückspringenden Hangendteil. Manchmal folgen die drei Anteile auch scharf und übergangslos aufeinander. Dieser Wechsel kann in 10 cm-Bänken genausogut ausgebildet sein wie in 2 m starken. Einzelne Glieder dieses Rhythmus werden häufig unterdrückt. Für die Aussage: überkippt oder nicht, ist also eine ganze Reihe von Bänken, mit möglichst nicht nur diesem Kriterium, zu berücksichtigen. Die Mächtigkeit der einzelnen Anteile untereinander verhält sich oft wie 1:1:1. Im Durchschnitt bei 30 - 100 cm liegend, gehen manche Bänke kompakt bis über 5 m, andere, cm-starke Lagen lassen sich mühelos in mm-dicke Platten spalten. Die regellose Folge der verschiedenen Bankmächtigkeiten macht so das Ausscheiden bestimmter Leithorizonte - von der lithologischen Eintönigkeit ganz abgesehen - bis auf wenige Ausnahmefälle unmöglich.

Die Unterseiten der Bänke charakterisieren weiter manche Fossilspuren, besonders ein Typ etwa 2 cm breiter, flachgedrückter Röhren, die im paläontologischen Teil noch näher beschrieben werden. Helminthoideen und Chondriten sind in diesem Zusammenhang wertlos, sie bedecken die Bänke von beiden Seiten.

Bisweilen findet sich eine schwache bogige Kreuzschichtung in den Sandkalken, die weiten Außenseiten der Bögen weisen

meist nach unten, die kurzen Sättel nach oben. Fast nie ist die Unterseite der Sandkalkbänke plan, sondern immer schwach gebuckelt, manchmal regelrecht wulstig. Es handelt sich dabei vermutlich um Auflasterscheinungen (load casts). Die Formen fehlen nämlich, wenn z.B. eine Sandkalkbank über einer nur dünnen Mergelschicht liegt, die ihrerseits durch eine unterlagernde Sandkalkbank gestützt wird. Sie finden sich stets bei mächtigen Sandkalklagen über mächtigen Mergeln. Der Formenreichtum dieser Sackungen ist außerordentlich groß. Schließlich gibt es Beispiele von convolute lamination. Die Folgerungen, die sich aus diesen Sedimentstrukturen hinsichtlich der Entstehungsbedingungen des Antola-Alberese ergeben könnten - etwa turbidity currents, Ablagerungstiefe, Strömungsrichtungen - werden hier nicht gezogen, da ihre Kompliziertheit spezielle Untersuchungen über ein größeres Areal erforderten.

Obwohl sich an einigen Stellen größere Albereseprofile verfolgen lassen, gelang es doch nicht, irgendein Schema in diese monotone Schichtfolge zu bringen. Nichts spricht dafür, daß zwei ähnliche Bankfolgen in getrennten Aufschlüssen etwas miteinander zu tun haben.

3.324 Die Fossilien des Antola-Alberese

Der Antola-Alberese des Untersuchungsgebietes und seiner weiteren Umgebung ist ausgesprochen fossilarm. Stellenweise massenhaft vertreten sind lediglich fossile Lebensspuren, hier besonders Helminthoideen und Chondriten. Art und Häufigkeit dieser und anderer Lebensspuren stehen in gewisser Abhängigkeit zur jeweiligen Ausbildung des Gesteins (A.SEILACHER, 1958). Helminthoideen, Chondriten und Taenidium beschränken sich fast ausschließlich auf die pelitischen Kalkmergel, während eine andere Art von Fraßgängen, die unten näher beschrieben wird, vorwiegend im psammitischen Basisteil der Bänke auftritt. Es finden sich sehr schöne Exemplare der mäandrierenden Helminthoidea labyrinthica HEER mit ebenmäßiger Parkettierung sowie spiralige Formen cf. Helminthopsis involuta DE STEFANI.

Auch Chondriten der Typen Chondrites intricatus BRONGN und Chondrites affinis STERNB. sind häufig und nicht auf Pelite beschränkt. Da die meisten Lebensspuren keine Leitfossilien, sondern Faziesfossilien sind, kommt ihnen so gut wie keine chronologische Bedeutung zu. Das gilt besonders für die Helminthoideen, die in Kreide u n d Tertiär auftreten. Bisher ausschließlich aus der Oberkreide bekannt ist eine Lebensspur, die sich besonders häufig bei Prele, am Eingang des Valbrevenna fand. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Professor SEILACHER, Göttingen, handelt es sich um Taenidium fischeri HEER, einen gestopften, sternförmigen Fraßbau. Der weiche, dunkle Inhalt einiger Gänge dieses Spurenfossils wurde erfolglos auf Mikrofossilien untersucht.

Besondere Bedeutung kommt einem anderen Spurentyp zu: Runde oder flachgedrückte Röhren mit einem Durchmesser bis zu 3 cm. Sie überlagern sich auf den Unterseiten der Sandkalkbänke, unregelmäßig verzweigt und verwickelt und ragen teilweise bis 10 cm in das Innere der Bänke auf. Rostbraun setzen sie sich gegen das hellere Gestein ab. Besonders deutlich ist dies nördlich des Montoggio-Gebietes zu sehen, zu Beginn des Val Brevenna, zwischen Prele und Sorie, am Zwickel zwischen dem Brevenna und dem von Vaccarezza kommenden Bach.

Diese Röhren stellen, und das hebt sie über die Bedeutung einfacher Lebensspuren hinaus, sozusagen Fossilfallen dar. Das heißt, es finden sich in ihnen Mikrofossilien, besonders Globotruncanen, gegenüber dem Nebengestein angereichert. Um diese Anreicherung erklären zu können, müßte das einstige Biotop näher bekannt sein, dessen Rekonstruktion aber zum Beispiel bei der Annahme auch nur begrenzter turbidity currents sehr erschwert würde. Hier interessiert in erster Linie, daß der Antola-Alberese im Kartierungsgebiet und bis Ronco Scrivia stellenweise Globotruncanen führt und sich diese Globotruncanen gern in den beschriebenen Lebensspuren finden. Im einzelnen wurden folgende Formen bestimmt (dazu Abb. 3):

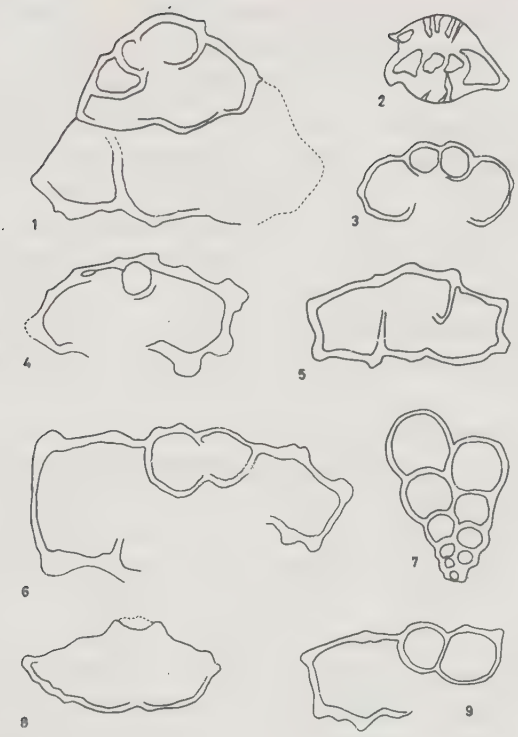


Abb. 3. Mikrofossilien des Antola-Aberese

1. Globotruncana cf. contusa (CUSHMAN), 71 x
2. cf. Cibicides, 71 x
3. Globigerina sp., 71 x
4. Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU), 77 x
5. Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI, 77 x
6. Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI, 71 x
7. Gümbelina cf. globulosa, 105 x
8. Globotruncana cf. stuarti (DE LAPPARENT), 71 x
9. Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI, 71 x

Da K.GÖRLER (1962) im tiefen Alberese Globotruncana lapparenti coronata BOLLI fand, kann das durch die oben genannten Formen nachgewiesene Alter von Campan und Maastricht bis ins Turon herunter erweitert werden.

An Makrofossilien wurden lediglich zwei Inoceramen gefunden, der eine auf einem verstürzten Block in einem Tobel im NE des Planquadrats 04/28 der Montoggio-Karte, mindestens 130 m über der Alberese-Basis. Es handelt sich um einen Vertreter der Gruppe Inoceramus balticus Joh.BÖHM (Abb .4). Der andere fand sich im Anstehenden des Monte Badriga (Markierung F der Abb. 8), etwa 150 m über der Alberese-Basis. Es handelt sich um ein völlig plattgedrücktes Exemplar wahrscheinlich ebenfalls der Gruppe Inoceramus balticus BÖHM. Das Stück ist schlecht zu bestimmen, weil der Schloßrand fehlt. Wie Herr Professor SEITZ, Hannover, der die Bestimmung entgegenkommenderweise durchführte, ergänzend mitteilt, liegt der Schwerpunkt des Auftretens dieser Formen im Campan. Die Balticus-Gruppe ist noch nicht genügend bearbeitet, um exaktere Zeitangaben zu machen.

Hinweise auf jüngere Anteile des Antola-Alberese fanden sich nicht, auch das jüngste großer Muldenzonen enthält kein Eozän mehr. Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Sedimentation der Tonschiefermassen der unterkretazischen Argilloscisti mit den Tonschiefern und Tonen der Montoggio-Schiefer und Scisti policromi noch in die Oberkreide reicht. Erst im Unterturon beginnt an der scharfen Grenze Scisti policromi - Antola-Alberese eine charakteristische, monoton rhythmische Flyschsedimentation, die allem Anschein nach im Arbeitsgebiet über das Maastricht nicht mehr hinausgeht. Erst mit dem Oligozänkonglomerat wird die Sedimentation posttektonisch fortgesetzt.

3.4 Das Oligozänkonglomerat

Die Beschreibung des Oligozänkonglomerats, der posttektonischen transgressiven Bedeckung aller besprochenen Serien, führt in fast alle Bereiche des Arbeitsgebiets. Es wurde bereits gesagt, daß alle Grenzen des Gebietes bis auf die

südliche von diesen jungen Sedimenten gebildet werden. Die Konglomerate des Burgberges von Fraconalto sind Zeuge, daß das Oligozän einen großen Teil seiner Verbreitung durch die Erosion einbüßte, wenn es auch vielleicht nie eine geschlossene Einheit bildete.

Im Nordapennin liegt das Oligozän durchaus nicht immer in Konglomeratfazies vor. So haben auch große Teile des Macigno (im alten Sinne des Wortes, cf.K.J.REUTTER 1960, 61) oligozänes Alter. Die Art und Weise, in der die verschiedenen Oligozänfazies des Nordapennin in ihrem Neben- und Zueinander zu deuten sind, ist noch sehr unklar. Auch scheint das Konglomerat stellenweise noch höher ins Tertiär zu greifen und seitlich kein völlig konstantes Altes zu besitzen.

Im Arbeitsgebiet ist das Oligozänkonglomerat fast immer grobklastisch ausgebildet, so daß, von der qualitativen Zusammensetzung abgesehn, eine einheitliche Fazies vorliegt. Die Größe der Komponenten geht bis zu mehreren Kubikmetern, die Regel sind ei- bis kopfgroße Gerölle Die Zusammensetzung des Konglomerats hängt stark von den Gesteinen des jeweils transgredierten Untergrundes ab. Im Westen baut es sich so fast ausschließlich aus allen Grüngesteinsarten der östlichen Gruppe von Voltri auf. Bisweilen herrschen Serpentinitbrekzien so vor, daß kaum eine Unterscheidung von anstehendem, tektonisiertem Serpentinit möglich ist. Es entsteht der Eindruck, als sei das Gestein manchmal nur in situ umgelagert. Sowie nun die Transgression an der Zone Sestri-Voltaggio einen anderen Untergrund, z.B.Dolomite berührt, findet sich lokal so häufig Dolomit, daß jetzt anstehender, brekziöser Dolomit vorgetäuscht werden kann. Nur vereinzelte kleine Grüngesteinsbrocken schaffen dann Klarheit. Vorkommen dieser Art liegen bei Pian di Castagne (cf. S. 18);an der Brücke der Straße Voltaggio - Gavi über den Rio Frascio; westlich Casa Caramagna und bei Colle di mezzo (cf. S. 24).

Von diesen lokalen Besonderheiten abgesehen, überwiegt im Westen des Gebietes bei weitem der Grüngesteinsanteil im Konglomerat. Im Osten, z.B. am Monte Maggio oberhalb

Casella, ist es umgekehrt. Hier stellen die Kalke des Antola-Alberese, der Montoggio-Schiefer und Argilloscisti den Hauptanteil, die Grüngesteine treten zurück, sind kleiner und besser gerollt.

Natürlich gilt, was oben über die Abhängigkeit zwischen Konglomeratzusammensetzung und Untergrund gesagt wurde, nur für die tiefen Teile des Konglomerats, die örtlichen Unterschiede verwischen sich nach oben hin, die Komponenten sind kleiner, besser gerollt, das Ganze ist besser gebankt, und es kommt zur Ablagerung größerer Mengen pelitischen Materials. Was die Fossilien anbelangt, so hätten sich, abgesehen von den erschwerten Lebensbedingungen, feinere Schalen in der grobklastischen Umgebung kaum erhalten können. Von der Konglomeratbasis weg nimmt so die Wahrscheinlichkeit zu, Fossilien zu finden.

Am Monte Maggio kam es bereits etwa 50 m über der Konglomeratbasis zur Ausbildung seitlich nur kurz aushaltender Tonmergelbänke, in denen kleine Nester feinklastischen Materials liegen (Straße vom Dorf Monte Maggio zur Colonia bambini, 200 m hinter der Abzweigung von der Straße Savignone - Crocefieschi). In den Tonmergeln sind makroskopisch nur einige Seeigelstacheln und Reste von Muscheln und Schnecken zu erkennen. Schlämmproben der Tonmergel sowie der sandigen Lagen brachten:

Uvigerina gallowayi CUSH.
Uvigerina gallowayi basicordata CUSH.u.RENZ
Uvigerina mexicana NUTALL
Parrella mexicana (COLE)
Spiroplectammina sp.
Anomalina alazensis spissiformis CUSH.u.STAINF.
Siphonodosaria sp.
Marginulina asperuliformis (NUTALL)
Ellipsonodosaria verneuili pancistriata GALLOWAY u. MARNEY
Rotalia stellata (REUSS)

Zu der Bestimmung, die von Signora M.L. TACOLI, Modena, liebenswürdigerweise durchgeführt wurde, heißt es ergänzend: "Die Formen zeigen Oligozän an. Ob es sich um

Unter- oder Oberoligozän handelt, ist direkt nicht zu sagen. Das Fehlen eozäner Formen deutet jedoch darauf hin, daß kein Unteroligozän (Tongriano) vorliegt, sondern Oberoligozän".

Dem entspricht auch durchaus die Bezeichnung "Tongriano e Stampiano" der meisten italienischen Geologen (MERLA 1957). Im Blatt Rapallo von ZACCAGNA ist nur ein "Tongriano" ausgeschieden, und es hat sich allgemein eingebürgert, lediglich von "Tongriano" zu sprechen. Im Falle der Konglomerate des Monte Maggio wäre es also korrekter, den Namen "Stampiano" zu gebrauchen. Ganz allgemein erscheint es jedoch richtig, nur von "Oligozänkonglomerat" zu sprechen, da auch lateral gewisse Altersunterschiede vorhanden sein könnten, zumindesten über größere Distanzen, und hier nur ein Fossilfundpunkt existiert.

Obwohl die Konglomeratplatte, abgesehen von der Gruppe von Voltri, überall recht gut gebankt und wenig gestört ist, lassen sich doch schlecht Mächtigkeitsangaben machen, da das transgredierte Relief im einzelnen nicht bekannt ist. Sicherlich war es stark und wurde stellenweise vom Konglomerat aufgefüllt. Lokal mag so das Oligozänkonglomerat eine Mächtigkeit von 400 m erreichen.

3.5 Stratigraphischer Vergleich mit anderen Serien

Die Gruppe von Voltri:
Die Schichtfolge der Gruppe von Voltri - unsicheres Paläozoikum, sichere, schmächtige Trias und Jura in Schistes lustrés-Fazies, dazu gewaltige Ophiolithmassen - diese Schichtfolge wurde stets dem Penninikum zugerechnet (ARGAND, ROVERETO, STAUB, LOCHER u.a.). In dem Hochpenninikum der Gruppe von Voltri sieht M.RICHTER (1960) das Ausstreichen der Penninischen Zone der Westalpen in die Thyrrhenis.

Die Zone Sestri-Voltaggio:
Weniger Einigkeit herrscht in der älteren Literatur über die Einstufung der Zone Sestri-Voltaggio in einen größeren

stratigraphischen Rahmen (cf.Historischer Rückblick). Jedoch lassen die moderneren Arbeiten einheitlich die Tendenz erkennen, in zumindest den tieferen Teilen der Zone Sestri-Voltaggio Anklänge an das Unterostalpin zu sehen. Es sei hier gleich vorweggenommen, daß die vergleichende Übertragung stratigraphischer Erkenntnisse in andere Gebiete die Gefahr in sich birgt, bei faziellen Übereinstimmungen auch an regionale Verbindungen zu denken, die sich nur in den seltensten Fällen wirklich nachweisen lassen. Im folgenden soll deshalb lediglich auf einige Ähnlichkeiten hingewiesen werden, die sich beim Vergleich der Zone Sestri-Voltaggio mit anderen, besonders den alpinen Serien ergeben.

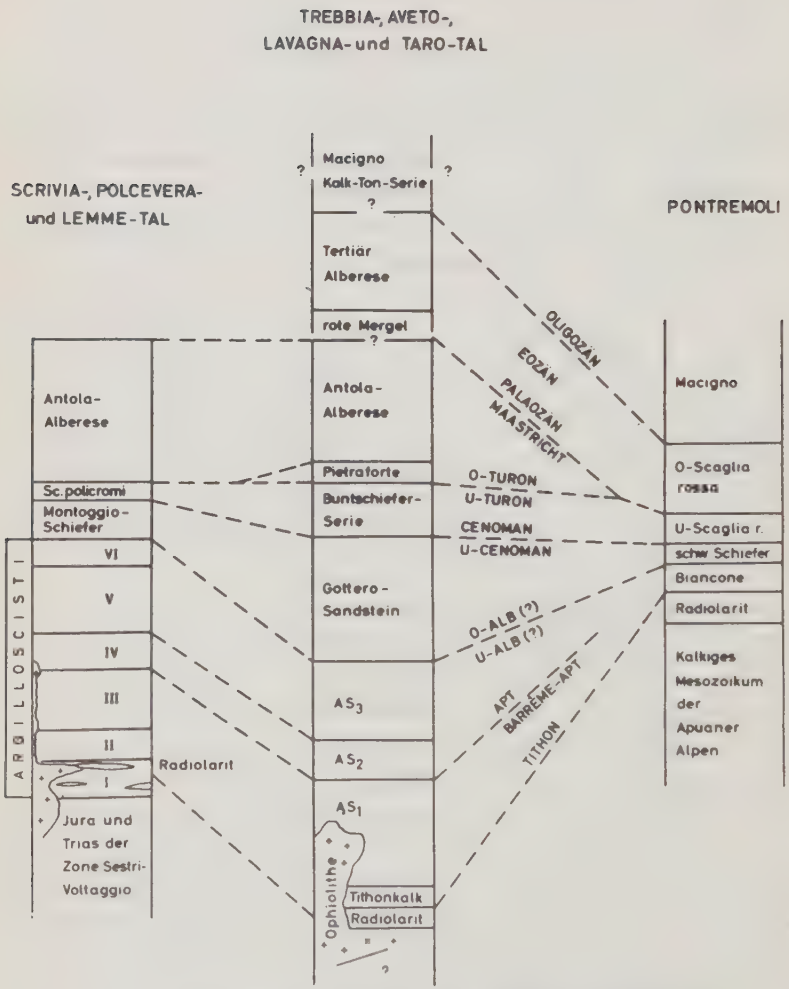
In diesem Zusammenhang bieten sich die Verhältnisse in der Aroser Schuppenzone an (GRUNAU 1947, CADISCH 1953, D.RICHTER 1957). Die Trias wird im wesentlichen von Dolomit aufgebaut, in der Zone mit Karn und Nor, dort mit Betonung des Hauptdolomits. Aus den Kalken, Tonschiefern und Mergeln des Rät entwickelt sich der Lias mit kieseligen Kalken und Tonschiefern, Dogger muß im Übergang zum oberen Jura vermutet werden. Wesentlich in beiden Gebieten ist nun die Verknüpfung der jurassischen Gesteine mit Ophiolithen, die in den Alpen als wichtiges Argument bei der Gegenüberstellung von Unterostalpin und Penninikum dienen. Nach F.RÖSLI (1944) kommen die Ophiolithe nur beschränkt für die Unterscheidung von Einheiten wie Penninikum und Unterostalpin in Betracht, wichtiger sind die Sedimente. R.STAUB (1948) bezeichnet die Ophiolithe als penninisches Charakteristikum. CADISCH, GRUNAU und D.RICHTER sprechen dagegen von unterostalpinen Ophiolithen in der Aroser Schuppenzone. R.TRÜMPY (1960) sieht die Ophiolithe als Index-Gesteine für den eugeosynklinalen penninischen Raum an und stellt die Aroser Schuppenzone entsprechend als höchste penninische Einheit dar. Es ist interessant zu sehen, daß in der Zone Sestri-Voltaggio das Problem ganz ähnlich liegt. Wohl können manche Ophiolithe als Abschuppungen eines im Untergrund gelegenen kleinen Restes der penninischen Gruppe von Voltri aufgefaßt werden, andere sind jedoch sicher primär mit dem Jura der Zone Sestri-

Voltaggio verbunden. Beachtet man noch die Ähnlichkeit und die vereinzelten Übergänge von den Liaskalktonschiefern der Zone zu den Schistes lustrés der Gruppe von Voltri (K.GÖRLER 1962), dann ließe sich die Zone Sestri-Voltaggio etwa als ein Grenzbereich penninischer und unterostalpiner Fazies ansehen, mit Betonung des Unterostalpin in der recht unpenninischen Trias und mit einem Überwiegen penninischer Faziesanklänge im Jura mit seinen Ophiolithen. Was nun die Radiolarite anbelangt, so hält sie CRETTAZ (1955) für das Trennglied einer unteren und einer oberen Kalkgruppe, die er mit den Aptychenkalken und Hyänenmarmoren der bündnerischen Malmprofile vergleicht. Diese Annahme kann hier nicht aufrechterhalten werden, da eine Verknüpfung Oberjurakalk - Radiolarit nur an einer einzigen Lokalität der ganzen Zone Sestri-Voltaggio gegeben ist: Am Lago scuro bei Voltaggio, und zwar nur einseitig und mit sehr unsicheren Kontakt- und Lagerungsverhältnissen. In der Regel sind die Radiolarite vielmehr mit den Tonschiefern des Niveau I der Argilloscisti verknüpft, das deswegen bis zu einem genauen Altersnachweis in den Oberjura gestellt wird.

Alle diese Sedimente der Trias und des Jura, die an der Basis des Ligurikum stehen, verändern sich - folgt man dem Ligurischen Trog nach Osten - so stark, daß bei La Spezia, wo diese Folgen zum ersten Mal wieder auftreten, ganz andere Verhältnisse gegeben sind.

Die Argilloscisti und der Oberkreideflysch:
Die auf den Jura folgenden Tonschiefermassen und Flyschfolgen der Kreide lassen sich kaum mehr mit alpinen Serien vergleichen. Die Unterkreide des Ligurischen Troges macht, von Osten zum Penninikum von Voltri hin betrachtet, einige Veränderungen durch, deren Endglieder sozusagen die Argilloscisti im Westen und die Argille scagliose im Osten sind. Deutlichste Merkmale sind das Verschwinden der Palombinokalke und das Ausklingen der Grauwackenschüttung des Gottero-Sandsteines nach Westen hin, sowie das Ansteigen der Metamorphose. Beide, Argille scagliose und Argilloscisti, führen in ihren tieferen Teilen Ophiolithe. Leider läßt sich in der Unterkreide noch kein Vergleich

Tabelle II



Stratigraphischer Vergleich einzelner Gebiete des Nordapennin, nach K.J.REUTTER, 1961. Die linke Säule wurde ergänzt.

mit der Flyschzone von San Remo - Alassio auf dem Subbrianconnais anstellen, da dort keine Unterkreide bekannt ist. Ältestes Schichtglied ist vielmehr die Buntschieferserie, die bereits der Oberkreide angehört und gut mit den Buntschiefern im östlichen Ligurikum übereinstimmt, die altersgleichen Scisti policromi des Scriviatales weichen als fast reine Tone faziell etwas ab. Alassio- und Impera-Serie (M.Richter 1959) entsprechen ausgezeichnet dem Alberese. Zur Zeit der Oberkreide herrschte so eine sehr einheitliche Ligurische Fazies bis zum Mercantourmassiv hin.

4.0 TEKTONIK

Die Tektonik zwischen der östlichen Gruppe von Voltri und der Zone des Antola-Alberese ist so vielfältig wie die Gesteine, deren Verformungsbild sie schuf. Das größte Problem ist der Bau der Zone Sestri-Voltaggio, weil hier zwei grundverschiedene Körper aneinanderstossen: Das in sich mehr oder weniger starre Grüngesteinsmassiv der Gruppe von Voltri und die geschichtete, inhomogene Sedimentfolge des Ligurikum. Der Grenzbereich ist ein Ort besonders intensiver Tektonik.

Mit ihrem kleinen Anteil am Aufbau des Arbeitsgebiets kann die Gruppe von Voltri hier nur kurz erwähnt werden. Mehr ist zur Tektonik des Nordteils der Zone Sestri-Voltaggio zu sagen. Seiner undeutlichen stratigraphischen Gliederung wegen wird der Komplex der Argilloscisti zusammengefaßter behandelt als die Zone des Oberkreideflyschs (besonders Antola-Alberese) bei Montoggio, wo wegen der geringeren stratigraphischen Schwierigkeiten mehr Gewicht auf die Aufnahme der Tektonik gelegt werden konnte.

4.1 Der Nordostteil der Gruppe von Voltri

Die Materialunterschiede zwischen den häufigsten Gesteinen der Gruppe von Voltri im Arbeitsgebiet, Peridotit und Serpentinit, kommen tektonisch gut zum Ausdruck. So

ist der Peridotit des Monte Tobbio in der Regel nur grob zerklüftet und wittert in metergroßen Quadern ab. Größere Bewegungen fanden nur in den serpentinisierten Partien statt, die dann völlig zerscherten und mylonitisiert wurden. In größeren Serpentinitgebieten, z.B. an den Case Ferriere, gibt es weniger ausgesprochen mylonitisierte Zonen, das Gestein ist jedoch stets eng geschiefert. N - S-Streichen herrscht vor, die Schiefrigkeitsflächen sind verfältelt. Östlich des Monte Tobbio, zur Linie Sestri-Voltaggio hin, nimmt die Schieferung ab. Der Serpentinit ist von einem System unregelmäßiger, bogiger Flächen durchsetzt, auf denen keine großen Bewegungen stattfanden. Das Gestein ist förmlich in sich zerpreßt und zerfällt in Blöcke und Scherben mit schwach gerundeten Oberflächen. Die Tektonik drückt sich zwar an der Randzone zwischen Grüngesteinsmassiv und Sediment besonders deutlich aus, ließ aber das Massiv selbst keineswegs verschont.

Die Sedimentreste auf der nordöstlichen Gruppe von Voltri lassen keine eindeutigen tektonischen Aussagen zu, besonders, was ihre Stellung - autochthon oder allochthon - anbelangt. Die zerrüttete Dolomitbasis der Triasplatte von Casa Ferriere grenzt scharf gegen die geschieferte Serpentinitunterlage, Einwicklungen oder überhaupt tektonische Vermischungen von Serpentinit und Dolomit sind nicht zu erkennen. Das Rät ist gestört, etwas in sich verstellt und ungefaltet, die Schieferung der Tonschiefer weist keine Besonderheiten auf. Von der Tektonik her bleibt die Frage, ob diese so gut wie horizontale Triasplatte autochthon ist oder allochthon, vollständig offen. Sie wird hier als der mehr oder weniger autochthone Rest eines schon primär nur randlichen triassischen Sedimentdaches der nördlichsten Gruppe von Voltri verstanden, wobei nicht gesagt werden kann, von welchem ursprünglichen Liegenden dieses Dach durch den Peridotit abgespalten wurde.

Die Trias von Pian di Castagne ist von Oligozänkonglomerat umgeben, das Serpentinitunterlager kann nur vermutet werden. Überhaupt verdeckt die Oligozäntransgression das Ab-

tauchen der Gruppe von Voltri nach Norden, und die Frage nach ihrem Ende oder ihrer Fortsetzung in Richtung Poebene kann nur geophysikalisch beantwortet werden.

Zumindesten scheint die Gruppe von Voltri, von der Costa di Cravara an vom Oligozänkonglomerat vollständig bedeckt, der Zone Sestri-Voltaggio bis an ihr Nordende zu folgen, da deren unverändert konstante Streichrichtung ohne eine Anlehnung an den Grüngesteinsblock kaum zu erklären wäre.

4.2 Der Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio

4.21 Die Verteilung der tektonischen Elemente

In der Einleitung wurden unter der Bezeichnung "Zone Sestri-Voltaggio" die triassischen und jurassischen Gesteine zusammengefaßt, die mit ihren Ophiolithen zwischen dem Ostrand der Gruppe von Voltri an der tektonischen Linie Sestri-Voltaggio einerseits und den Argilloscisti der Unterkreide andererseits liegen. Die Zone hebt sich aber nicht nur faziell von ihrer Umgebung ab. Ebenso auffallend ist der tektonische Bau, dessen wesentlichstes Merkmal das Anschmiegen an den Rand der Gruppe von Voltri ist, verbunden mit der steilen Aufrichtung einzelner Schichtglieder.

Im Arbeitsgebiet, dem nördlichen Teil der Zone zwischen Molini und dem Rio Frascio, streichen alle Gesteine, einschließlich der meisten Ophiolitheinschaltungen, generell 140^{o} und fallen in der Mehrzahl steil nach NE ein. Dieser einheitlich ausgerichtete Gesteinszug wird durch drei zu ihm senkrecht verlaufende Störungszonen in vier Abschnitte zerlegt, die in sich zwar ähnlich gebaut sind, jedoch nach Norden hin eine deutliche Zersplitterung der tektonischen Einheiten erkennen lassen. Diesen Störungszonen entsprechen die Flüsse Rio Morsone, Rio Lavagetta und Rio Acquastriata. Daraus ergeben sich die Namen der vier Abschnitte:

Molini - Acquastriata
Acquastriata - Lavagetta
Lavagetta - Morsone
Morsone - Frascio.

Es wurde bei der Stratigraphie gesagt, daß sich alle größeren Schichtglieder im Aufnahmegebiet der Zone so voneinander unterscheiden, daß sie praktisch selbständige tektonische Elemente bilden konnten. Es sind dies die starren Dolomite des Karn und Nor, die zähen und festen Rätkalke, dann die mehr tonschiefrigen Kalke des Lias und die wieder recht kompakten Kalke des Oberjura. Die kompakten Spilite bilden ebenso leicht Gleitbretter wie der Serpentinit. Alle diese Gesteine können mühelos die Tonschiefer der jüngsten Serie, des Niveau I der Argilloscisti, durchdringen. Die Tektonik ergriff demnach eine sehr heterogene Schichtfolge, deren Glieder sich weitgehend voneinander gelöst bewegen konnten. Die Verteilung dieser Elemente wird im folgenden kurz beschrieben.

4.211 Molini - Acquastriata

Mit dieser Einheit, der südlichsten des Arbeitsgebiets, springt die Linie Sestri-Voltaggio um knapp einen Kilometer nach NE vor (cf. Geol.Karte und Profil 1). Dadurch grenzt die Gruppe von Voltri direkt an den Spilitzug, der sonst, weiter nördlich, als tektonisches und morphologisches "Rückgrat" die Mittelachse der Zone bildet. Das Rät, sonst ständiger Begleiter der Linie, fehlt. Die bezeichnenderweise ophicalcitische Randzone der Voltrigruppe stößt mit tektonischem Kontakt gegen den Spilitzug. An der Linie sind lediglich einige zerquetschte Liasreste erhalten. Auch jenseits des höchstens 200 m breiten Spilitzuges tritt nur noch etwas Lias, tektonisch mit den Tonschiefern des Niveau I und kleinen Serpentinitfetzen verknüpft, auf. Mit nur 300 m Breite liegt hier eine der schmalsten Stellen der Zone Sestri-Voltaggio.

4.212 Acquastriata - Lavagetta

Nur im südlichen Drittel dieses Abschnitts ist die Grenze zum Grüngesteinsmassiv noch aufgeschlossen. Von der Bc. della Croce an verschwindet sie unter dem Oligozänkonglomerat, dessen Ostgrenze im weiteren Verlauf jedoch mit ihr übereinzustimmen scheint. Auffällig ist eine langgestreck-

te Rätscholle, die steil aufgerichtet gegen den Serpentinit lehnt (Profil 2). Das Streichen ist recht einheitlich, das Einfallen steil, teils NE-, teils SW-gerichtet. Die Scholle ist in sich etwas verdreht und stellenweise gebrochen. Zahlreiche kleine Serpentinit-, Dolomit- und Rauchwackenfetzen bezeichnen derartige Bruchzonen. Nördlich der Wasserscheide, bei Colle di mezzo, wird das Rät von größeren Serpentiniten unterbrochen, Rauchwacken, Dolomite und Spilite begleiten es jedoch tektonisch weiter. Dieser nördliche Rätteil des Acquastriata - Lavagetta Abschnitts geht im Hangenden in Lias über. Oberjurakalke fehlen, nach einem Tonschieferband des Niveau I folgt der Spilitzug. Im Südteil ist kein Lias anzutreffen, das Hangende des Räts ist minutiös mit den Tonschiefern des Niveau I verschuppt. Diese tektonische Kontaktzone wird von zahlreichen Spilit-, Serpentinit- und Dolomitschuppen durchsetzt (Profil 2, das Rät ist schräg zum Streichen geschnitten und erscheint verdickt). Nach Tonschiefern mit Serpentiniten folgt dann wieder der Spilitzug.

Am Monte delle Rocche, der höchsten Erhebung des Spilitzuges im Arbeitsgebiet, lehnt nordöstlich eine mächtige Lias(?)- und Oberjurakalkplatte. Sie wird in der Cava Cementir zur Zementgewinnung abgebaut (Profil 4). Die Schichtfolge entspricht in etwa der des Lago scuro (S.30). Der Abbau erreichte jedoch erst die gepünktelten Oberjurakalke, so daß die höheren Oberjura-Anteile, Marmore und Radiolarit, hier noch nicht angeschnitten sind. Radiolarit konnte an der Oberkante des Abbaus noch gefunden werden, nach dem Ergebnis von horizontalen Probebohrungen an der Steinbruchsohle steht er auch in dem vollkommen zerruschelten Kontaktbereich zum Spilit an. Die Schichtfolge wird also vom Spilit weg älter und geht in vermutlichen Lias über. An der Straßenkurve, bei Kilometer 21, steht jedoch wieder gleichsinnig einfallender Oberjurakalk an. Leider gestatten es die Aufschlußverhältnisse besonders an der Höhe 470 nicht, eine gute tektonische Erklärung dafür zu geben, daß dieser Schichtstoß sozusagen verkehrtherum am Spilitzug lehnt. Auch hier muß die stratigraphische Un-

sicherheit zu tektonischen Fehlurteilen führen. Die Verknüpfung Oberjurakalk (gepünktelter Kalk) - Radiolarit ist in der Zone Sestri-Voltaggio ausschließlich am Lago scuro gegeben, sonst liegen diese Kalke stets ohne Radiolarit an oder auf Spilit, soweit ersichtlich immer mit tektonischem Kontakt. Weiter berührt der Spilitzug nacheinander so gut wie alle Schichtglieder des Arbeitsgebietes, was nur mit einer starken tektonischen Eigenbewegung zu erklären ist. Die Verfaltung des Oberjurakalks westlich unterhalb der Höhe 470 läßt vermuten, daß die gepünktelten Kalke hier bereits tektonisch verdoppelt sind und der darauf folgende Lias normal zu den östlichen Oberjurakalken leitet, die ihrerseits ohne Radiolarit und Spilit in die Tonschiefer des Niveau I übergehen.

4.213 Lavagetta - Morsone

Die Gliederung ähnelt der des vorhergehenden Abschnittes, jedoch treten wegen der etwas besseren Aufschlußverhältnisse einige Details deutlicher hervor.

Die Basis zur Gruppe von Voltri hin bildet wieder das Rät. Auf der Wasserscheide, der Costa di Cravara, sind weite Flächen vom Konglomeratschutt bedeckt, so daß nur zwei Rätelemente erkennbar sind, die sich morphologisch deutlich hervorheben: Die fast seiger stehende Klippe südwestlich Casa Colletta und die Höhe 591. Beide sind von tektonischen Grenzen umgeben, an denen vereinzelt Rauchwacken auftreten. Der Kontakt zum Konglomerat im Rio Lavagetta, der der Linie Sestri-Voltaggio entspricht, wurde postoligozän tektonisch überprägt. Rät- und Konglomeratbrocken sind miteinander verknetet. Desgleichen nutzt der kleine Bach, der westlich der Höhe 591 zum Morsone fließt, die vollständig zerrüttete Berührungszone Rät - Konglomerat, in deren Mylonite er sich leicht eingraben konnte.

An das Rät schließen sich im Süden unsicherer Lias sowie die Tonschiefer des Niveau I an (Profil 5 u. 6). Westlich vor dem Spilitzug, der den Lavagetta - Morsone Abschnitt besonders einheitlich durchzieht, liegt ein breites Band

von Serpentiniten und Ophicalciten. Sie bieten ein Bild fast vollständiger Zerstörung.

Der Spilitzug, in dessen Kern der Rio Lavagetta einen grobkörnigen Gabbro anschnitt, trägt als Dach eine Insel von Oberjurakalk, an die sich noch einige Kalke und Tonschiefer des Niveau I in unsicherem Zusammenhang anschließen (Profil 6). Das Eigenartige an diesem Sedimentrest ist, daß er nicht flach liegt, sondern meist fast seiger steht und stellenweise senkrecht zu den sonst üblichen 140° streicht. Dem kann aber keine weitergehende Bedeutung beigemessen werden, da die Oberjurakalke einen isolierten, vom Spilit tektonisch bewegten Rest darstellen.

Ähnlich den Verhältnissen in der Cava Cementir lehnt auch im Abschnitt Lavagetta - Morsone Oberjurakalk seitlich am Spilitzug (Profil 5). Nur liegt er hier nicht überkippt, sondern normal auf dem Spilit und geht im Hangenden in die Tonschiefer von Niveau I über. Gut zu sehen ist dies an der Wegumbiegung nördlich oberhalb M°. della Rocca und in den kleinen Aufschlüssen im Lemme. Die große, 30 - 60° NE-fallende Platte zwischen M°. della Rocca und Casa Ruzzo ist durch die Lavagettastörung vom Oberjura des Lago scuro getrennt. An dieser Störung endet der Kalkzug der Cava Cementir nördlich der Höhe 470.

Betrachtet man die Zone Sestri-Voltaggio gesamthaft, so fällt auf, daß das Auftreten größerer Dolomitmassen mit der Trias von Isoverde vorläufig aufhört. Am Monte Lecco vorbei bis Voltaggio gibt es so gut wie keinen Dolomit. Erst im Abschnitt Lavagetta - Morsone steht mit dem Burgberg von Voltaggio wieder ein größerer, geschlossener Dolomitkörper an, dessen Ausdehnung 1/4 km^2 nicht ganz erreicht (Profil 6). Die offensichtlich geschlossene Bankfolge streicht recht einheitlich um 140° und fällt steil, schwach überkippt, gegen SW ein, das heißt, gegen den Spilitzug und gegen das allgemeine NE-Fallen. Mit einigen Rätresten schwimmt die Trias von Voltaggio - soweit das randlich zu ersehen ist - allseits auf fremdem Untergrund und stößt tektonisch gegen Lias, Spilitzug und Argilloscisti. Besonders schön ist dies an dem Aufschluß im Bett des Mor-

sone gegenüber Pian di Olivi zu sehen, wo völlig zerknäulte Argilloscistikalke vom Dolomit förmlich überfahren werden (vgl. S. 87).

4.214 Morsone - Frascio

Das tektonische Bild dieses nördlichsten Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio ist undeutlich, ganz abgesehen von den oft extrem schlechten Aufschlußverhältnissen. Die Zersplitterung der tektonischen Leitlinien beginnt mit dem Spilitzug, der von Sediment unterbrochen wird und unter die Trias von Macarino abtaucht. Die faziell- tektonischen Elemente, wie sie durch die Materialunterschiede der einzelnen Schichtglieder gegeben sind, treten nicht mehr bevorzugt linear, sondern flächig auf.

Im Westen scheint weiterhin der Konglomeratrand mit der im Untergrund vermuteten Linie Sestri-Voltaggio, der Ostgrenze der Voltri-Gruppe, zusammenzufallen. Das gilt besonders für den südlichen Teil, wo schmale Serpentinitzüge und Rauchwacken an dieser Linie vorkommen. Die Triasklippe der Höhe 591 reicht mit dem Rät, dem Nor und den Rauchwacken von Cascinetta il Rosario über den Morsone hinweg in diesen nördlichen Abschnitt hinein. Die miteinander verschuppten Triasglieder tauchen unter Kalke und Tonschiefer des Lias ab. Wohl der schönste Beweis für postoligozäne Tektonik findet sich am Morsone-Bogen westlich Rosario. Das flach W-fallende Oligozänkonglomerat ist steil gegen die Zone aufgerichtet (Profil 7).

Nordöstlich Cascinetta il Rosario beginnt das größte zusammenhängende Liasgebiet im Norden der Zone. Im Zentrum des Lias liegt eine Serpentinitaufwölbung, über die bei Casa Creppini eine schmale Lias"brücke" hinweggreift (Profil 8). Das Einfallen des Lias wird in diesem Gebiet mit 50 - 30° verhältnismäßig flach, stellenweise liegt er sogar horizontal. Die Streichwerte beginnen um den Normalwert von 140° zu streuen.

Der Spilitzug verliert sich in diesem Liasgebiet kurz vor dem Gipfel des Bc. di Villa, den er schon nicht mehr aufbaut. An beiden Flanken des Spilits sind im Süden am

Morsone Oberjurakalke erhalten, wenn auch nicht sonderlich typisch ausgebildet. Wieder sind keine Radiolarite und Marmore entwickelt (Profil 7).

Den nördlichen Abschluß baut ein großes Triasgebiet mit Dolomiten und Rätkalken auf. In den meist völlig zerdrückten Dolomiten sind keine bevorzugten tektonischen Flächen zu erkennen. Da der größte Teil der Dolomite von Rät umgeben ist, scheint es sich im wesentlichen um eine Aufwölbung zu handeln. Das Rät im NW liegt randlich tektonisch auf Lias (Profil 9). Östlich stößt der Abschnitt Morsone Frascio wie auch alle anderen gegen die Tonschiefer des Niveau I der Argilloscisti.

4.22 Tektonische Synthese

Die Theorien, die zur Klärung des Baus der Zone Sestri-Voltaggio aufgestellt wurden (cf. Historischer Rückblick), stützen sich in der Mehrzahl auf die Annahme eines Ost-West-gerichteten Schubes, der das Ligurikum gegen die Gruppe von Voltri bewegte, wodurch in der Berührungszone Tieferes zutage trat. Besonders in der jüngsten Bearbeitung des Aufnahmegebiets (P.CRETTAZ 1955) wird diese Vorstellung ausgebaut und die Zone Sestri-Voltaggio als komplizierte Schuppenzone gedeutet.

Sieht man das Gebiet im großen und ganzen als autochthon an, dann ist die Frage nach der Form und dem Alter der Entstehung der Gruppe von Voltri wichtig, da ihr Ostrand die Tektonik der Zone bestimmte. Sicher ist das Alter der Grüngesteine nur in den Grenzen posttriassisch und präoligozän gegeben. Eine junge Entstehung läßt sich nicht mit der geosynklinalen Stellung des initialen Magmatismus vereinbaren, dem diese basischen Gesteine angehören. Die größte Absenkung im Raum der Gruppe von Voltri liegt vielmehr im Jura. Die verbreitete Auffassung, die Ophiolithintrusionen hätten im Jura und in der tiefen Kreide stattgefunden, stößt auf einen anderen Widerspruch: Es fehlen jüngere Sedimente als die Schistes lustrés auf der Gruppe von Voltri, wenn diese bis zum Tertiär hin Sedimentationsgebiet war, aber in keinem Schichtglied der Umgebung bis

zum Oligozän hin dokumentieren sich die Grüngesteinsmassen als Sedimentspender, gesetzt der Fall, sie bildeten ein Hochgebiet. Da das jurassische Alter der Grüngesteine aus Analogiegründen sehr wahrscheinlich ist, muß das Gebiet der Gruppe von Voltri in der Kreide ein Raum verringerter Sedimentation gewesen sein, deren Reste heute nicht mehr existieren.

Die Gegebenheiten im Arbeitsgebiet gestatten es nicht, Gründe für die Form der östlichen Begrenzung der Gruppe von Voltri anzugeben (cf.K.GÖRLER 1962), da nämlich die Schistes lustrés fehlen und der Nordteil vom allgemeinen Bauplan der Zone abweicht. So verschwindet das wichtigste tektonische Element, die Linie Sestri-Voltaggio, am Bc.della Croce unter die Oligozänkonglomerate. Die Bewegungen, die auf dieser Linie stattfanden, sind zeitlich schwer einzuordnen, sicherlich waren sie mehraktig. Nur die jüngste ist durch die Verstellung der Oligozänkonglomerate zeitlich genauer fixiert. Da diese Bewegungszone also noch in jüngerer Zeit aktiv war, könnte ihr ursprünglicher Charakter weitgehend überprägt sein. Die Frage, ob es sich hier um die Deckenbahn des Ligurikum, die Basis eines Schuppenwerks oder aber die Randstörung der Voltri-Gruppe mit Anschleppung der östlichen Sedimente handelt, kann tektonisch nicht eindeutig entschieden werden.

In der Linie Sestri-Voltaggio den Ausstrich einer Deckenbahn zu sehen, hält insofern schwer, als die aufgeschlossenen Teile dieser Fläche sehr steil stehen und im südlichen Anschlußgebiet häufig Ort von Ophiolithintrusionen sind. Abgesehen davon fehlen in der Umgebung Hinweise auf einen Deckenbau. Die Bewegungen östlich der Antola-Alberese-Zone, die zu größeren Verfrachtungen sowohl von Alberese als auch Argille scagliose führten, sind generell ostwärts gerichtet.

Die zweite Annahme, Anschuppung des Ligurikum an und auf den Ostrand der Gruppe von Voltri, wird besonders von CRETTAZ vertreten. Eine Anpressung der Sedimente an die Gruppe von Voltri ist nicht zu leugnen. Fraglich ist aber,

ob sich die Lagerung der tektonischen Elemente in der Zone nur durch Schuppenbau erklären läßt. Auffällig ist in diesem Zusammenhang z.B. die tektonische Überlagerung von Lias durch Rät im äußersten Nordwesten des Arbeitsgebiets (Profil 9). Der Kontakt ist in dem stark überwachsenen Gelände kaum aufgeschlossen. Südwestlich unterhalb der Höhe 614 ist er durch eine Reihe kleiner Ophicalcite charakterisiert. In dem Bach nördlich unterhalb der Höhe 614 sind im Rät Falten aufgeschlossen, deren Vergenzen nach Osten gerichtet sind. Es handelt sich um recht- bis spitzwinklige Knickfalten, deren Faltenhöhe 5 m kaum überschreitet. Die Annahme, die Rätkalke seien vom Ostrand des nördlichsten Grüngesteinblocks abgeglitten und hätten sich auf Teile des Lias gelegt, ist zwar recht hypothetisch: Die Grüngesteine westlich der Linie können heute unter dem Oligozänkonglomerat nur vermutet werden. Andererseits ist aber noch postoligozän der Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio dem Grüngesteinsmassiv gegenüber relativ gehoben worden. Der nördlichste Ausläufer der Voltri-Gruppe blieb wenigstens im Verlauf der Epirogenese zurück, wenn er sich nicht schon früher absenkte. Er könnte sich also der Zone Sestri-Voltaggio gegenüber einmal in einer Höhe befunden haben, die das westliche Abgleiten des Rät gestattet hätte. Rätvorkommen randlich auf der Gruppe von Voltri sind ja bekannt (cf. S. 15). Flache Serpentinitkörper, tektonisch den Sedimenten der Zone auflagernd, werden von K.GÖRLER aus dem südlichen Anschlußgebiet beschrieben und durch eine Gleittektonik erklärt, für die sich dort noch andere Anhaltspunkte finden.

Als dritte Möglichkeit wurde genannt, daß die Linie Sestri-Voltaggio eine große Randstörung der Gruppe von Voltri darstellen könnte. Dafür sprechen folgende Überlegungen: Die Gruppe von Voltri zeigt zwar durch die starke Schieferung besonders der Serpentinite, daß sie in die Tektonik miteinbezogen wurde. Trotzdem stellt sie tektonisch einen einheitlichen Körper dar, der sicherlich zu gewissen Bewegungen en bloc befähigt war. Es fällt weiter auf, daß die Linie fast stets von steil aufgerichteten Rätschollen begleitet wird, die von der Dolomitbasis

abscherten. Der tektonische Kontakt Rät - Serpentinitmassiv ist häufig durch kleine Dolomit- und Rauchwackenfetzen gekennzeichnet. Daß die Störung sehr tief hinabreichen muß, zeigen die vielen Gabbrovorkommen auf dieser Linie im südlich anschließenden Gebiet (K.GÖRLER). Nördlich des Gabbrostockes des Monte Lecco klingen sie aus, nur nördlich Cascinetta il Rosario fand sich noch ein kleiner, wenige m^2 messender Gabbro. Das heißt: Die Gruppe von Voltri endet nach Osten an einer scharfen, steilen und tief hinabreichenden Trennfläche gegen die steil aufgerichteten Sedimente der Zone Sestri-Voltaggio. Diese Trennfläche hat den Charakter einer großen Randstörung. Es hat den Anschein, als sei der Ostteil der Gruppe von Voltri der Zone gegenüber relativ gehoben und hätte ihre Sedimente angeschleppt. Zumindest im Norden kam es jedoch auch zu gegenläufigen Bewegungen, wenn auch vielleicht erst sehr spät. Das Oligozänkonglomerat am Morsonebogen westlich Cascinetta il Rosario ist jedenfalls an der Linie westfallend gegen die Zone aufgerichtet, weist also hier auf eine relative Absenkung der Gruppe von Voltri. Zahlreiche W-fallende Rätschollen (Profil 2,4,5), die an der Linie mit den Serpentiniten der Gruppe von Voltri verschuppt sind, lassen sich auf diese Weise erklären.

Das zweite praktisch durchgehende Element neben der Linie mit ihren begleitenden Rätschollen ist der Spilitzug, allerdings nur im Norden der Zone, nördlich des Monte Lecco. Er bildet sozusagen das tektonische Rückgrat dieses Abschnittes. Die zwischen ihm und der Linie liegenden Sedimente zeigen häufig eine besonders enge und kräftige Verschuppung, deren Intensität nach Norden abnimmt. Typisch dafür ist das Tal zwischen Casa Acquastriata und Casa Gattussi (östlich des Rätzuges, Profil 2). Eine Vielzahl kleiner und kleinster Spilit-, Serpentinit-, Dolomit- und Rätschuppen löst einander ab.

Es hat den Anschein, als ob die beiden Dolomitkörper östlich und nördlich des Spilitzuges tektonisch von diesem abhängig wären (Voltaggio und Rio Frascio). Den südlichen Hauptteil der Zone betrachtet, ist es eine Ausnahme, daß die Triasdolomite etwa 1 km östlich der Linie auftreten, an die sie

sonst streng gebunden sind. Offensichtlich übernimmt der Spilitzug des Nordens teilweise die Funktion der Linie Sestri-Voltaggio, die jedoch weiterhin wesentlichste tektonische Trennfläche bleibt. Die Mächtigkeit des Spilitzuges ist sehr unterschiedlich, kein Aufschluß ist geeignet, größere Störungssysteme erkennen zu lassen, von denen der Querflüsse abgesehen. Gerade an einem solchen, dem des Rio Morsone, liegt aber der Dolomitkörper des Burgberges von Voltaggio, förmlich in einer tektonischen Spilitbucht. Möglicherweise gestatteten es die Verhältnisse im Untergrund des Spilitzuges, daß der Dolomitkomplex gegen das generelle E-Fallen und östlich des Spilitzuges emporgepreßt wurde und so heute steil westfallend überkippt und wurzellos auf den Argilloscisti schwimmt.

Aus der geol. Karte geht hervor, daß die tektonischen Querelemente im Nordteil der Zone, die Störungen des Rio Acquastriata, Lavagetta und Morsone keinen großen und gleichsinnigen Versatz erfuhren. Der Spilitzug geht recht einheitlich durch, ist aber z.B. im Abschnitt Lavagetta - Morsone nur halb so mächtig wie in der nördlichen und südlichen Fortsetzung. Da die Mächtigkeitsveränderungen des Spilitzuges zur Tiefe hin nicht bekannt sind, könnte sich ein vertikaler Versatz desselben im Kartenbild ebensogut als Verdickung wie als Verdünnung ausdrücken. Eigenartig ist auch, daß am Acquastriata die Linie weit zurückspringt, während der Spilitzug durchzieht. An den drei Störungszonen fanden also sicherlich keine großen Bewegungen statt.

Der größte Hebungsbetrag am Ostrand der Gruppe von Voltri ist im Bereich des Monte delle Figne zu suchen. Andererseits blieb aber der Nordteil sicher zurück, wenn er nicht sogar gegenläufige Bewegungen durchführte. Es ergeben sich jedenfalls unterschiedliche Hebungsbeträge im Streichen des Nordteils der Zone Sestri-Voltaggio: Die Querstörungen könnten diese Unterschiede ausgeglichen haben.

Das Alter der Tektonik wird auf S. 98 behandelt.

4.3 Die Kreideserien

4.31 Die Unterkreide (Argilloscisti)

Die Argilloscisti sind auf das vielfältigste geschiefert und verfältelt. Aus dem Rahmen fällt lediglich der Kalkzug des Niveau II, der kaum verfaltet ist, soweit sich das bei den extrem schlechten Aufschlußverhältnissen erkennen läßt. Er ist sehr stark gestört und wittert in großen Blöcken ab, so daß sich nur selten sicheres Anstehendes findet.

Ganz allgemein ist das Streichen der Schicht- und Schiefrigkeitsebenen sowie der B_1 und B_2-Achsen über das gesamte Areal der Argilloscisti hin recht einheitlich. In der Nähe der nördlichen Zone Sestri-Voltaggio herrscht noch die 140°-Richtung vor. Nach SE schwenkt sie langsam in N-S-Streichen um, aber noch bei Ronco Scrivia überwiegt deutlich NW - SE-Streichen. Das Niveau V der Argilloscisti, Sandkalke, Mergel und Tonschiefer, zeigt ein besonders reiches kleintektonisches Bild in oft großartigen Aufschlüssen. Es soll deshalb im folgenden kurz herausgestellt werden.

Im Bachbett des Scrivia bei Villavecchia (Ronco Scrivia) stehen unter Alberese, Scisti policromi und einigen Resten des Niveau VI (Montoggio-Schiefer fehlen) abwechselnd Sandkalke und mergelige Tonschiefer des Niveau V an. Der intensive Wechsel kompetenter und inkompetenter Lagen gestattete mit seinen vielen inneren Abscherflächen eine sehr dichte Faltung und Fältelung der Sandkalkbänke mit enger Schieferung der Tonschieferanteile. Schiefrigkeit und b-Achsen streichen 130°, die Vergenzen sind SW-gerichtet, der Vergenzgrad schwankt um 30°. An dem in Abb. 5 dargestellten Schichtstoß lassen sich drei Größenordnungen der Faltung erkennen: Zuerst wurden die Sandkalkbänke stellenweise so eng verfältelt, daß sie neue, verdickte und in sich praktisch totgefaltete Lagen bildeten. Diese Lagen wurden ihrerseits in entsprechend größerer Dimension verfaltet. Drittens verbog sich nun dieser Komplex zu einer übergeordneten Falte, deren rechten, nordöstlichen Flügel die

Aufnahme zeigt. Hand in Hand ging damit eine intensive Schieferung der Tonschieferlagen, die vor den Sandkalken nicht haltmachte: Es wurde ein Scherflächensystem angelegt, das sich besonders im Abreißen der generell schwachen Muldenzonen ausdrückt. In den mächtigeren Tonschiefern sind die Schiefrigkeitsebenen schwach gekrümmt, die konvexen Seiten weisen wie die Vergenz nach SW. Auch wenn die Schiefrigkeitsflächen in die Kalkbänke fortsetzen, so lenken sie doch erst stets schwach sigmoidal zu den Schichtflächen ein.

Die inneren Spannungen drücken sich weiter in Auf- oder Abschiebungen aus, die aber nur selten in die Grenze Sandkalk - Tonschiefer fallen, sondern meist innerhalb der Tonschiefer liegen, parallel zu den Sandkalkbänken. Die Schiefrigkeitsflächen der Tonschiefer sind an diesen Bewegungsflächen flexurartig verschleppt (am Zollstock der Abb. 5).

Das oben erwähnte, etwa s_1-parallele einscharige Scherflächensystem, das die dünnen Muldenzonen zerlegt, kann an anderer Stelle die Deformation der nur noch wenig faltbaren Serie gleichsinnig fortsetzen. Die nun voneinander getrennten, ausgeschwänzten Sättel dringen reihenweise, die runde Sattelumbiegung voran, in die hangende Tonschieferbank ein.

Auch die Verhältnisse senkrecht b sind bei Ronco gut aufgeschlossen. Der Scrivia präparierte eine ganze Reihe von Falten als dreidimensionale Körper aus ihrer Umgebung heraus. Dabei tritt ein Charakteristikum hervor, daß außer in Niveau V in den gesamten Argilloscisti und auch dem Antola-Alberese nicht mehr angetroffen wurde und deshalb nachgerade als "tektonisches Leitfossil" für das Niveau V gelten kann. Diese Erscheinung findet sich gleichermaßen in den mergeligen Äquivalenten des Niveau V, den AS_3 der Argille scagliose (K.J.REUTTER 1961).

Die oben beschriebene Stauchfältelung der Sandkalkbänke drückt sich nämlich in der Aufsicht auf die Faltenumbiegungen in einer zopfartigen, parallel-runzeligen oder wulstigen Struktur der Sandkalkoberflächen aus. Die Wülste ver-

klingen nach wenigen Dezimetern, parallel b gesehen, und setzen seitlich erneut ein. Unterhalb Campelo, einer Lokalität an der Straße Casella-Bolzaneto, die unterdes einer Straßenerweiterung zum Opfer fiel, trat diese Fältelung auch an großen ebenen Sandkalkbänken auf. Mit der Stauchfältelung war hier ein Aufreißen von Dehnungsspalten, die mit Kalzit verheilt waren, verbunden. Der Umstand, daß diese Dehnungsspalten stets nur eine "Runzel" schnitten, jede Runzel also sozusagen ihre eigenen Dehnungsklüfte besaß, zeigt, daß die Stauchfältelung nicht eine Folge der nächsthöheren Faltung ist, sondern von ihr angelegt wurde.

Alle beschriebenen Verformungen sind Merkmal einer kräftigen tektonischen Kompression. Nur lokal fanden sich Hinweise auf einen Ausgleich durch Dehnung, meist in Form von Boudinage (Abb. 6).

Die Tonschiefer- und Kalkserien der Argilloscisti wurden im Verlauf einer vielfältigen und intensiven Tektonik deutlich komprimiert. Die Streichwerte schwanken zwischen 140 und 180°, die Vergenzen weisen oft nach Westen. Aus Vergenzrichtungen und Verformungsbildern der Kleintektonik lassen sich kaum Aussagen über Bewegungsrichtungen im großen tektonischen Rahmen machen. Es hat jedoch den Anschein, als ob die einheitliche Ausrichtung der Argilloscisti in ursächlichem Zusammenhang mit dem Streichen des Ostrandes der Gruppe von Voltri und der Zone Sestri Voltaggio steht, etwa in dem Sinne, daß das Grüngesteinsmassiv als Widerlager gegen einen westlich gerichteten Druck gedient haben könnte oder diesen Druck entgegengesetzt selbst ausgeübt hätte.

Aus bestimmten Gründen fügt sich der Antola-Alberese im Hangenden der Argilloscisti nicht in dieses Bild. Seine Tektonik soll deshalb im folgenden kurz beschrieben werden.

4.32 Die Oberkreide (Antola-Alberese)

Die Verfaltung des Antola-Alberese wird durch zwei Faktoren maßgeblich bestimmt: 1. Der Antola-Alberese des Arbeitsgebietes stellt eine etwa 400 m mächtige Platte mit ausgezeichneten inneren Gleitflächen dar, die durch den engen rhythmischen Materialwechsel gegeben sind: Der Antola-Alberese ist daher ausgesprochen faltungsfreudig. 2. Der Antola-Alberese wurde (vom posttektonischen Oligozänkonglomerat abgesehen) wahrscheinlich von keiner jüngeren Serie überlagert. An seiner Basis stehen die Scisti policromi mit 30 m plastischer Tone, d.h. ein ausgezeichneter Abscherhorizont: Die Faltung des Antola-Alberese ist gelöst.

Der üppige Bewuchs der Berge im Bereich der Karte "Umgebung von Montoggio"und der näheren Umgebung macht eine geschlossene Übersicht über den großzügigen Faltenbau des Antola-Alberese unmöglich. Bei der oft sehr engen Verfaltung ist die Zugehörigkeit einzelner Elemente in getrennten Aufschlüssen nicht erkenntlich. Die Messungen beschränkten sich daher im wesentlichen auf die kontinuierlichen Profile der Straßen, Bäche und Bergschroffen.

Intensität, Häufigkeit und Vergenzgrad der Faltung nehmen nach SW zu. Nordwestlich des kartierten Gebiets, zwischen dem Valbrevenna und Montoggio, herrschen noch ruhige, flachwellige Verbiegungen vor. Bisweilen kommt es zu knieförmiger Faltung. Flache Schichtpakete biegen scharf rechtwinklig auf, steigen 5 - 10 m und biegen dann wieder in die Horizontale um.

Um die große Antiklinale des Tales von Montoggio herum, besonders im Nordosten und an der Straße Montoggio - Genua sowie in dem dazwischen liegenden Gebiet des Stausees Lago di Val Noci und Monte Tacche, ist der großzügige Faltenbau des Antola-Alberese oft sehr schön aufgeschlossen.

4.321 Monte Tacche, Lago di Val Noci und Madonna della Tre Fontane

Der vorherrschende Faltentyp im südlichen Teil des Montoggio-Gebietes und seiner südlichen Fortsetzung ist die Spitzfalte. Ebene, planparallele Schenkel beliebiger Mächtigkeit berühren sich spitzwinklig; nur der unmittelbare Bereich von b ist scharf gekrümmt. Der Schenkelwinkel liegt meist zwischen 30 und 70°. Der Vergenzgrad geht sehr hoch, viele Achsenebenen liegen horizontal, überkippte Falten sind jedoch selten. (Vgl. Abb. 7)

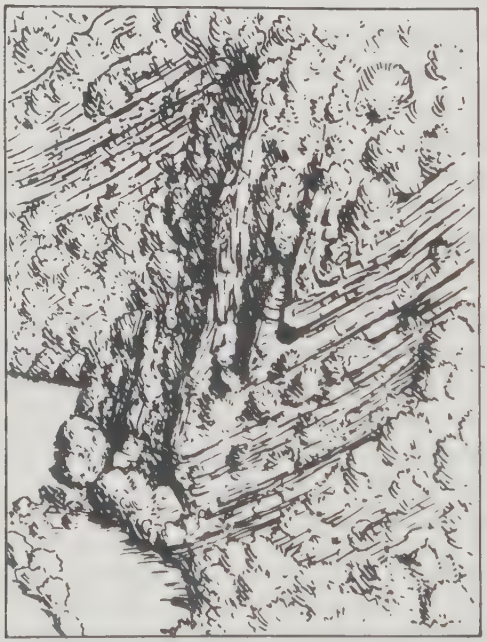


Abb. 7. Typische Akkordeonfaltung des Antola-Alberese. Mulde IV und Sattel V der Abb. 8, dort teilweise verdeckt.

Die Scisti policromi nördlich und südlich des Lago di Val Noci bilden den Kern eines abgetragenen Alberese-Sattels. Mit ihren Bänken weithin über die Südhänge verfolgbar,

schließt sich südöstlich Gaiasca eine große, ebenfalls SW-vergente Mulde an. Diese Mulde entspricht in Achsenrichtung, Höhenlage und Vergenz durchaus der des Monte Tacche, an der sich etwa 400 m Sediment einheitlich beteiligen. Etwa 3 km weiter südöstlich, bereits im Einzugsgebiet des Torrente Canate, wird eine einzige große Spitzfalte von mindestens der doppelten Schichtmächtigkeit aufgebaut. Die Mächtigkeit des Antola-Alberese in der weiteren Umgebung von Montoggio geht demnach bis 1000 m. Die starken Mächtigkeitsschwankungen gehen auf Kosten einer frühtertiären Hebung und Erosion, der die Oligozäntransgression folgte.

Bei Madonna delle Tre Fontane, an der Straße Montoggio - Genua, zeigt der südliche der beiden großen Steinbrüche in seinem oberen Abbauteil eine große Akkordeon-Falte mit horizontaler, schwach verbogener Achsenfläche. Senkrecht b sind die Umbiegungen auf einer Länge von über 100 m aufgeschlossen. Die verschiedenen Krümmungsradien unterschiedlich mächtiger Bänke im unmittelbaren Krümmungsbereich kommen ebenso schön zum Ausdruck wie die entsprechend unterschiedliche Abhebung im Scharnier. Auf diesen horizontalen Sattel folgt nach unten ganz analog die Umbiegungsreihe der anschließenden Mulde. Die Achsenflächen des Sattels und der Mulde liegen also horizontal parallel übereinander, mit einem Abstand von etwa 50 m. Der Schichtstoß ist wirklich wie der Balg einer Ziehharmonika zusammengelegt. Da die Bänke des oberen Sattelschenkels normal liegen und schwach einfallen, könnten sie in flachen, isolierten Aufschlüssen über die intensive Verfaltung hinwegtäuschen und zwar über einen größeren Bereich, wie er sich ergibt, wenn mehrere hundert Meter Schichtmächtigkeit an einer Falte einheitlich beteiligt sein können und solche Falten in Richtung b desgleichen mehrere hundert Meter aushalten. Zusammen mit der lithologischen Eintönigkeit ist dies die größte Fehlerquelle bei der Aufnahme der Tektonik des Antola-Alberese.

4.322 Rio Grande, Montemoro

Bis zu 500 m vom Rand des Alberese entfernt finden sich kleine, völlig isolierte Scisti policromi-Vorkommen innerhalb des Alberese. In ungefalteter Umgebung lassen sie sich nur durch diapirartiges Aufdringen an Störungen erklären, jedoch nicht nachweislich. Einfacher liegen die Verhältnisse, wenn die kleinen Tonausbisse den Kern eines Alberese-Sattels anzeigen, so z.B. die Scisti policromi im Rio Grande.

Die Scisti policromi innerhalb des Bergdorfes Montemoro kamen auf einem sehr viel komplizierteren Weg in ihre heutige Lage: nämlich als stratigraphisch Liegendes einer grossen, horizontal gedrehten Alberese-Mulde, deren tektonisch Hangendes sie jetzt über dem inversen Muldenflügel bilden. Diese mindestens 225 m hohe Auf- und Zurückbiegung der Alberesebasis kann nicht ohne Störungen erfolgt sein, an denen sich der inverse Muldenflügel absenkte. Die Neigung der überkippten Albersebänke an der Muldenumbiegung, die von der Berglehne geschnitten wird, ist nämlich steiler als der Böschungswinkel der Berglehne. Das heißt, der Berghang schneidet nach oben hin immer jüngere Albersebänke, und es hält schwer, an Ort und Stelle bei den Scisti policromi-Resten die Basis des Antola-Alberese so tief anzunehmen, daß die Scisti policromi daraufliegen könnten.

Aus diesen wenigen Beispielen geht hervor, daß einzelne Berge bereits von einem einzigen Sattel- oder Muldenkörper gebildet werden können. Eine ganze Faltensequenz dieses Typs sei mit dem folgenden Beispiel gezeigt:

4.323 Monte Badriga

Beispielhaft für den großzügigen Bauplan des Antola-Alberese ist die Faltenfolge des Monte Badriga am NE-Ende des Tales von Montoggio. Auf einer Länge von 1,5 km fällt der Antola-Alberese in sieben großen, kaskadenartigen Sätteln und Mulden nach Süden hin ab (cf.Abb. 8).

Basis und Abscherfläche sind die Scisti policromi. Am nördlichen Talschluß liegen sie auf 720 m (in der Aufnahme sind die höheren Teile durch einen Bergvorsprung verdeckt), südlich, im Bachbett des Pentemina, auf 475 m. Das ergibt einen Höhenunterschied der Alberesebasis von 245 m auf 1,5 km. Es lassen sich drei Größenordnungen der Falten erkennen:

1. Die Normalfalten, etwa der Folge III,IV,V. Sie nehmen den größten Teil der Raumverkürzung auf. In welchen Dimensionen hier gefaltet wurde, ist schon daran zu erkennen, daß ein einziger Sattelschenkel (IX bis X) von 650 m an der oberen Talsohle bis über 1000 m hinaufreicht, also mehr als 350 m Höhenunterschied 55^{o} einfallend überwindet. Erst die überkippten Bänke der darauffolgenden Mulde bilden bei 1104 m den Gipfel des Berges.

2. Spezialfalten z.B. VII und VIIa. Sie spielen eine untergeordnete Rolle und erfassen jeweils nur Teile des Schichtpakets. So folgen 20 m über dem Sattel VIIa unverbogen durchgehende Bänke. In der Regel streichen die Spezialfalten nicht anders als die benachbarten Normalfalten.

3. Übergeordnete Falten (Antiklinalen und Synklinalen des Faltenspiegels). Der Faltenspiegel der Normalfalten steigt nach Norden an. Als Leithorizont dient die in der Aufnahme punktiert hervorgehobene Bank, eine durchschnittlich 5 m mächtige Sandkalkschicht, die beiderseits von breiten mergeligen Lagen begleitet wird. Sie tritt an den Schroffen deutlich hervor, weniger auf den bewachsenen Flächen. Die Vegetation der Nordhänge nördlich und südlich des Badriga-Rückens verhindert es, diesen Leithorizont weiter zu verfolgen. Es läßt sich deshalb nicht sagen, ob der nach Norden ansteigende Faltenspiegel dem südlichen Teil eines übergeordneten Antiklinoriums oder aber dem nördlichen Abschnitt eines Synklinoriums entspricht.

Bedeutende Störungssysteme wurden nicht gefunden. Der Versatz des Leithorizontes in manchen Tälern, wie er in der Aufnahme gegeben erscheint, ist eine durch den Blickwinkel bedingte Täuschung.

Da die Schroffen des Monte Badriga winklig zueinander stehen, entsteht der Eindruck einer einheitlichen Faltennachsenrichtung und Vergenz über den gesamten Aufschlußbereich. Aus der geol. Karte von Montoggio ist jedoch ersichtlich, daß die einzelnen Faltenachsen S-förmig von Norden nach Süden divergieren und konvergieren. Alle tauchen aber in den östlichen Halbkreis ab. Weiter sind alle Vergenzen (bis auf eine, Nr. I.) in den SE-Quadranten gerichtet. Die Faltenachsen des Monte Badriga fügen sich damit in das Streichen des Tales von Montoggio, der größten Aufwölbung des Antola-Alberese im Aufnahmegebiet.

4.33 Tektonische Synthese

Die Bevorzugung der Spitz- oder Knickfaltung im Antola-Alberese ist in den genannten Fällen sehr augenscheinlich, daß sie aber die Regel ist, geht aus den vielen Straßen- und Bachprofilen auch in der weiteren Umgebung hervor. Im Bereich der Montoggio-Karte und seiner unmittelbaren Umgebung wurden etwa 60 größere Falten vermessen. Die gesanderten Faltenachsen häufen sich um 60°, also etwa NE - SW-Streichen. Viele der größten Falten tendieren zur E - W-Richtung, die Vergenzen aller Großfalten weisen in den südlichen Halbkreis. Weiter ist zu sagen, daß größere Störungszonen, Ausdünnungs- oder Dehnungserscheinungen so gut wie fehlen (Abb. 9). Allerdings sind sie bei der üppigen Vegetation weit schlechter zu erkennen als die Biegetektonik. Charakteristisch ist die Kaskadenfaltung des Monte Badriga und das Vorhandensein weiter überkippter Alberese-teile. Zusammen mit dem Pendeln der Faltenachsen längerer Faltenfolgen um einen bestimmten Grundwert handelt es sich bei diesen stets wiederholten Merkmalen um Charakteristika einer Gleittektonik. Die Faltungsfreudigkeit des Antola-Alberese, die Tatsache, daß er im Hangenden offensichtlich von keinen Schichten mehr überlagert wurde und sich im Liegenden leicht von seiner Basis ablösen konnte - all das sind zweifellos gute Voraussetzungen für eine gleitende Verbiegung und Verfaltung des Antola-Alberese in sich, ausgelöst durch die Verformungen des tieferen Untergrundes.

Zwischen Argilloscisti und Montoggioschiefern einerseits und dem Antola-Alberese andererseits herrscht aus diesen Gründen eine deutliche Stockwerkstektonik. Die Argilloscisti streichen recht einheitlich um den N - S-Wert, der Antola-Alberese seinerseits ist im Arbeitsgebiet desgleichen mehr oder weniger einheitlich ausgerichtet, er streicht NE - SW. Es ist nun interessant, zu sehen, daß die Montoggio-Schiefer zwischen den beiden Komplexen oft chaotisch verfaltet sind, nämlich aufgrund der unterschiedlichen und letzten Endes voneinander unabhängigen Bewegungen in den Bereichen, zwischen denen sie stehen. Die unterschiedliche Tektonik von Argilloscisti und Antola-Alberese konnte demnach von den Scisti policromi nicht restlos aufgefangen werden.

Die übereinstimmende Südrichtung der meisten Vergenzen größerer Falten des Antola-Alberese suggeriert sofort die Vorstellung einer Gleitrichtung der zusammengelegten Alberesemassen. Darauf kann hier keine Antwort gegeben werden, selbst wenn Vergenzen nachweislich der Ausdruck bestimmter Bewegungsrichtungen wären. Das aufgenommene Gebiet ist dazu viel zu klein.

In diesem Zusammenhang muß kurz auf eine Theorie von H.STILLE (1927) eingegangen werden, die um 1935 von J.SCHNEIDER und R.TEICHMÜLLER im einzelnen ausgebaut wurde und auch heute noch gelegentlich vertreten wird (R.BEHRMANN, 1958): Die Theorie des Ligurischen Scheitels. Diese in der Lageskizze (Abb. 1) wiedergegebene Linie läuft, östlich Genua beginnend, etwa S - N durch den Apennin bis Isola del Cantone. Im Arbeitsgebiet von Montoggio entspräche sie etwa dem westlichen Kartenrand. Von dieser Zone aus sollte die Ligurische Decke ostwärts vorgestoßen sein (vgl.Hist.Rückblick). Westlich des Ligurischen Scheitels sollte Westvergenz, östlich desselben Ostvergenz deutlich vorherrschen. Für die Aufwölbung der unmittelbaren Scheitelzone nahmen die Autoren laramisches Alter an, im Anschluß daran setzte die Sedimentation in die beiderseitigen Saumtiefen ein. Das Ende der Aufbiegung stellten sie ins Mitteloligozän (Transgression des Tongriano).

Danach wurden dann die Saumtiefen verfaltet und überschoben. Diese Auffassung steht im Rahmen der Deckentheorien, die von verschiedenen Autoren, als ersten G.STEINMANN (1907), aufgestellt wurden. Auf die Konsequenzen, die sich aus diesen Vorstellungen für die Gegend östlich der Antola-Alberese-Zone ergeben, kann hier nicht eingegangen werden (cf. K.J.REUTTER 1961). Zur Tektonik der Scheitelzone im Arbeitsgebiet ist jedoch zu sagen: Die zu einem Vergenzwechsel gehörende Fächer- oder Meilerstellung der Faltenachsenflächen ist nicht ersichtlich. Überdies liegt der Scheitel, zumindest im Arbeitsgebiet, meist so nahe an dem Erosionsrand des Antola-Alberese, daß zwar im Osten genügend Material zur summarischen Übersicht der Alberese-Tektonik verfügbar ist, nicht aber im Westen dieser Linie. Dort herrschen vielmehr Montoggio-Schiefer und Argilloscisti vor, die zwar - von den chaotisch gefalteten höheren Montoggio-Schiefern abgesehn - N - S streichen, jedoch offensichtlich einem anderen tektonischen Stockwerk angehören als der Antola-Alberese und deshalb nicht direkt mit ihm verglichen werden können. Darüber hinaus ist der Antola-Alberese im Aufnahmegebiet und der Umgebung nicht west- oder ostvergent, sondern süd-, höchstens südostvergent. Anhaltspunkte, die die Theorie des Ligurischen Scheitel unterstützen, wurden so nicht gefunden.

4.34 Das Alter der Tektonik

Da das Oberkreidealter des Antola-Alberese in seinen Westteilen erwiesen ist, zum andern aber das Oligozänkonglomerat (wahrscheinlich kein Unteroligozän) diskordant auflagert, kann die Faltung des Alberese im Arbeitsgebiet nur laramisch oder pyrenäisch bis früholigozän gewesen sein. Im größeren Rahmen gesehen, scheinen jedoch die Konglomerate seitlich kein konstantes Alter zu besitzen, so daß sie eher als posttektonische Sedimentation einer sich verjüngenden oder wandernden Tektonik zu verstehen sind. Auch die Autochthonie des Antola-Alberese, die im Arbeitsgebiet außer Zweifel steht, ist zwar bei Torriglia noch vorhanden, weiter nordöstlich jedoch, in der

Gegend von Traschio und im Avetotal liegt Antola-Alberese bereits über Eozän-Alberese, so daß der Ostteil der Antola-Gruppe sein normales Unterlager hier bereits verließ. Ohne hierauf näher einzugehen, läßt sich auch aus dem Vorhandensein eozäner Albereseanteile östlich der Antola-Gruppe schließen, daß die Alberesetektonik auch noch posteozän sein kann, spätestens jedoch unteroligozän. Das Fehlen eozäner Schichten im Arbeitsgebiet beweist zwar nicht, daß sie nicht sedimentiert wurden. Jedoch hätten sich eozäne Anteile in den Muldenkernen der Großfalten recht gut erhalten können oder müßten in der Basis der Oligozänkonglomerate zu finden sein. Dergleichen ist aber nicht bekannt. Die Sedimentation scheint demnach hier, im Westen, im Eozän bereits unterbrochen worden zu sein, während sie im Osten noch andauerte. Dementsprechend könnte auch die Tektonik im Arbeitsgebiet etwas älter sein als die nachweislich pyrenäischen oder noch etwas jüngeren Bewegungen nur 50 km weiter im Nordosten. Ein laramisches Alter dürfte jedoch wohl nicht mehr in Frage kommen.

Betrachtet man die Tektonik des Raumes zwischen der Gruppe von Voltri und dem Monte Antola-Gebiet, so ist unter der posttektonischen Konglomeratdecke, die sich auf alle Schichtglieder legt, der Antola-Alberese als jüngstes Sediment das einzige, dessen Faltungsalter einigermaßen genau abzugrenzen ist: pyrenäisch im weiten Sinne. Ältere Verformungsvorgänge können nur vermutet werden, Hinweise wie Diskordanzen oder Transgressionskonglomerate fehlen vollständig. Es ist somit nicht zu sagen, mit welchen Einschränkungen das pyrenäische Alter der Tektonik auf das gesamte oben genannte Gebiet verallgemeinert werden darf, bzw. welche älteren Bewegungen noch hinzu kommen.

4.4 Das Oligozänkonglomerat.

Die Konglomerate wurden im Verlauf der Epirogenese des Gebirges verstellt. Es ist nicht möglich, aus der unterschiedlichen Schrägstellung der einzelnen Konglomeratreste Rückschlüsse auf den Ablauf der Epirogenese zu ziehn, die über das allgemeine hinausgehen. So fallen zwar die Konglomera-

te der nördlichen Begrenzung des Arbeitsgebietes, die bereits zur padanischen Molasse überleiten, generell nach Norden ein. Jedoch herrscht in dem großen Oligozängebiet zwischen Monte Maggio (Savignone) und Monte Reale (Isola del Cantone) N - S-Streichen mit W-Fallen vor. In der Umgebung von Savignone wurden die bis 30° W-fallenden Konglomerate von einem System kräftiger antithetischer und schwacher synthetischer Störungen versetzt; die stufenförmige Verwitterung der Berge ist der deutlichste Ausdruck dieser Störungen. Die Schichten des Burgberges von Fraconalto, 5 km nördlich der Wasserscheide, fallen mit 20° sogar gegen Süden ein, obwohl sie nördlich der Wasserscheide liegen, in deren Raum wohl der höchste Hebungsbetrag des Gebirges zu suchen ist.

Im Gegensatz zur östlichen Gruppe von Voltri, wo die spärlichen Konglomeratinseln im großen und ganzen nördlich der Wasserscheide nach Norden, südlich derselben nach Süden einfallen (K.GÖRLER 1962), wechseln demnach die Streich- und Fallrichtungen des Oligozäns auf Argilloscisti und Antola-Alberese erheblich und spiegeln damit eine dem Grüngesteinsmassiv gegenüber in sich etwas uneinheitliche Heraushebung dieses Gebirgsteils wieder (vgl. dazu M.RICHTER, 1961).

Dieser Unterschied zwischen dem Ligurikum und der Gruppe von Voltri zeigt sich besonders in der Zone Sestri-Voltaggio, wo bereits gegebene tektonische Linien im Verlauf der Epirogenese neu belebt wurden. Sehr schön ist dies am Rio Morsone westlich Cascinetta il Rosario zu sehen (Profil 7). Die hier schwach W-fallenden Konglomeratbänke brechen an einer der Linie Sestri-Voltaggio parallelen Störungszone ab, der östliche Teil ragt als steil W-fallende Scholle gegen die Linie auf. In diesem Fall hob sich der Nordteil der Zone relativ.

Auch die Bewegungen einzelner Glieder im Verband der Zone Sestri-Voltaggio waren nach der Oligozäntransgression noch nicht abgeschlossen. Die Dolomite nördlich Casa Macarino bewirkten kleine, lokale Verstellungen des Konglomerats. Sehr viel größeren Erfolg hatte ein Serpen-

tinitkörper im Rio della Barca (Profil 7, Abb. 10). Dieser Ophiolith stemmte eine heute noch fast 100 m mächtige Konglomeratplatte randlich um 45° aus horizontaler Lagerung herauf. Der Ophiolith streicht wie auch die Störung, an der die Konglomerate abbrachen, 140°. Als Dach transportierte er eine Kalkplatte mit (vermutlich Lias), die ihn jetzt vor der Erosion schützt.

Abb. 10. Verstellung des Oligozänkonglomerats durch einen Serpentinitdiapir. Rio della Barca.

Es bestehen so gute Gründe für die Annahme, daß auch innerhalb der Zone Sestri-Voltaggio Bewegungen stattfanden, die nur wegen des fehlenden Oligozänkonglomerates für älter gehalten werden, als sie in Wirklichkeit sein mögen. Allerdings käme ihnen nur geringe und lokale Bedeutung zu, da sie dem gegebenen Bauplan folgen.

5.0 DAS RELIEF DES ARBEITSGEBIETES

Die weichen Bergzüge der Argilloscisti zwischen Scrivia und Lemme gehen kaum über Höhen von 700 m. Sie werden von zwei Hochgebieten eingerahmt, der Antola-Alberese-Zone im Osten (bis 1600 m) und dem Grüngesteinsmassiv der Gruppe von Voltri im Westen (bis über 1000 m). So unmerklich der Übergang zum Antola-Alberese ist, so scharf hebt sich an der Linie Sestri-Voltaggio der Ophiolithklotz heraus, ohne daß sich die Zone Sestri-Voltaggio morphologisch sonderlich ausdrückte.

Die großen Hochebenen der Gruppe von Voltri werden an deren NE-Ende von zahlreichen Tälern in lange Grate aufgelöst, die oft kilometerlang auf gleicher Höhe verlaufen (Mond'Ovile, 700 m, Costa di Cravara, 650 - 700 m, Costa di Castiglione, 900 m). Mit einem 700 m-Niveau enden auch häufig die Berge der Argilloscisti (Fraconalto-Busalla). Im Antola-Alberese um Montoggio und im Valbrevenna wurde dieses Niveau früher als Siedlungsfläche deutlich bevorzugt. Ebenso wie im Hauptteil der östlichen Gruppe von Voltri kam es hier, im Antola-Gebiet, zu einer älteren Verflachung bei 1100 m, so daß sich im gesamten Gebiet zwei stärkere Abtragungsniveaus erkennen lassen: um 1100 m und 700 - 800 m.

Die Ophiolithe treten morphologisch stets deutlich hervor: Die Spilite als Rippen, meist gut bewachsen, und die Serpentinite als vegetationsarme Täler. In der Gruppe von Voltri überragen die Peridotite den Serpentinit als Härtling. Die Trias der Zone zeigt stellenweise Karstverwitterung, der Dolomit verwittert oft zu weiten, badlandartigen Schuttgebieten.

Die weichen Bergzüge der Argilloscisti haben Mittelgebirgscharakter, die Albereseberge sind erheblich steiler und können von ausgedehnten Schroffen begleitet werden. Das Oligozänkonglomerat zwischen Monte Maggio und Monte Reale zeigt oft geradezu bizarre Formen. Es wittert in großen, weit über 100 m hohen Steilwänden ab. Spitze Felstürme wie bei Crocefieschi zeigen ein fast alpines Bild.

Da das Pliozän im Süden der Zone Sestri-Voltaggio und am Nordrand des Apennin noch verstellt wurde, ist die Heraushebung des Gebirges sehr jung. Sie begann frühestens im Pliozän und dürfte auch heute noch nicht ihren vollständigen Abschluß gefunden haben.

6.0 ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit behandelt den Gebietsstreifen nördlich der Wasserscheide von der Gruppe von Voltri über die Zone Sestri-Voltaggio und die Argilloscisti bis zum Antola-Alberese. Der Nordteil der Zone Sestri-Voltaggio wurde im Maßstab 1:10000 kartiert, desgleichen die Umgebung von Montoggio im oberen Scriviatal.

1. Stratigraphie: Die Peridotite und Serpentinite des nördlichsten Teils der östlichen Gruppe von Voltri werden nur summarisch behandelt. Zwei triassische Sedimentreste mit Nordolomiten und Rätkalken werden beschrieben (Casa Ferriere und Pian di Castagne). Die Gruppe von Voltri wird entsprechend M.RICHTER (1960) ins Hochpenninikum gestellt.

Die Basis des Nordteils der Zone Sestri-Voltaggio bildet ein großer Dolomitkomplex, der dem Karn und sicherem Nor angehört. Es folgt Rät mit gestreiften Kalken und Tonschiefern sowie Lias mit kieseligen Kalken und mächtigen Tonschiefern. Dogger ist nicht abzugrenzen, der Oberjura besteht aus gepünktelten Kalken mit einigen Marmoren und Radiolarit. Radiolarite sind auch primär in den Tonschiefern der Argilloscistibasis enthalten, die deshalb noch dem Jura zugerechnet wird. Der gesamte Jura ist mit Ophiolithen verknüpft: Im wesentlichen Serpentinit (und Ophicalcit), Gabbro und Spilit. Auch das Neokom der tiefen Argilloscisti enthält noch einige Spilite. Die Ophiolithe liegen in Grünschiefer- und Epidot - Glaukophan-Fazies vor. Die Metamorphose klingt nach Osten ab.

Die Argilloscisti wurden zusammen mit K.GÖRLER in die Niveaus I - VI untergliedert (Tab. I) und gehören ab Ni-

veau IV fossilbelegt der Unterkreide an. Argilloscisti und Argille scagliose lassen sich gesamthaft gut vergleichen (Tab.II), weichen aber in manchen Einzelheiten erheblich voneinander ab. Die Montoggio-Schiefer (O.Alb - U.Cenoman) leiten zur Oberkreide über. Anhand von Globotruncanen und Inoceramen läßt sich sichere Oberkreide (Turon - Maastricht) für den Antola-Alberese nachweisen. Die Oligozänkonglomerate des Monte Maggio lieferten eine Mikrofauna des Stamp.

2. Tektonik: Die Gruppe von Voltri endet nach Osten an einer großen Randstörung, der Linie Sestri-Voltaggio. Die Zone Sestri-Voltaggio wird im wesentlichen als Anschleppung des Ligurikum durch die Gruppe von Voltri gedeutet, das Bild wird durch gegenläufige Bewegungen (im Norden), Abgleiten von Gesteinen von der Gruppe von Voltri und Anschuppungen kompliziert.

Die Argilloscisti sind eng verfaltet und geschiefert, mit N - S- bis NW - SE-Streichen und uneinheitlichen Vergenzen.

Die Scisti policromi trennen dieses untere tektonische Stockwerk von dem des Antola-Alberese, der ein großzügiges System SE - S-vergenter Akkordeonfalten mit hohem Vergenzgrad (oft 90^{o}) entwickelt. Die Scisti policromi gestatteten eine weitgehend gelöste Tektonik des Alberese, eine gravitative Gleitung erscheint nicht ausgeschlossen.

Das Alter der Tektonik ist pyrenäisch bis unteroligozän. Der gefaltete und gehobene Gebirgskörper wurde tief erodiert und von den Konglomeraten des höheren Oligozän transgrediert. Bei der erneuten Hebung des Gebirges vom Pliozän an, seiner endgültigen Epirogenese, wurde das Oligozänkonglomerat in sich verstellt.

RIASSUNTO

Il lavoro tratta del territorio a nord del spartiacque dell'Apennino, che si stende fra il Gruppo di Voltri a ovest e l'Antola-Alberese a est, contenendo la Zona di Sestri-Voltaggio e la zona degli Argilloscisti. Il settore settentrionale della Zona di Sestri-Voltaggio é stato rilevato alla scala 1 : 10000, come pure i dintorni di Montoggio nell'alta Val Scrivia.

Stratigrafia:
I peridotiti e serpentiniti dell'estrema parte a nordest del Gruppo di Voltri sono trattati soltanto in sommario. Due resti di sedimenti triassici con dolomie noriche e calcari retici vengono descritto (Pian di Castagne e Casa Ferriere). In corrispondenza con M.RICHTER (1960) il Gruppo di Voltri viene aggiunto al "Hochpenninikum".

La base della parte a nord della Zona di Sestri-Voltaggio forma un complesso di dolomie, che appartengono al carnico e (con certezza) al norico. Segue il retico con calcari striati e scisti argillosi poco marnosi, ed il lias con calcari siliciferi e scisti argillosi. Dogger non é delimitabile, il giura superiore comprende calcari picchiettati con pochi marmori e radiolariti. Radiolariti sono anche associetati colla base degli argilloscisti, che viene contata per quello ancora al giura superiore. Tutto il giura comprende ofioliti, specialmente serpentiniti (oficalciti), spiliti (diabase) e gabbri. Anche il neocomiano degli argilloscisti inferiori contiene ancora qualche spiliti, gli ofioliti si presentano in "Grün-schiefer-" e "Epidot-Glaukophanfazies". Il metamorfismo si diminuisce verso est.

In collaborazione con K.GÖRLER si é cercato di dare un nuovo schema stratigrafico per gli argilloscisti (tav. I), che appartengono al cretaceo inferiore dal Niveau IV. In tutto sono abbastanza paragonabile argilloscisti e argille scagliose (tav. II), pero in qualche particulare si trovano delle differenze notevole.

I Montoggio-Schiefer (albiano sup. - cenomaniano inf.) formano passagio al cretaceo superiore.

Globotruncani ed inocerami permettono di attribuire l'Antola-Alberese con certezza al cretaceo superiore (turoniano-maestrichtiano). I conglomerati del oligocene del Monte Maggio hanno portato una microfauna del stampiano.

Tettonica:
Verso est, il Gruppo di Voltri é determinato da una faglia grande: la Linea Sestri-Voltaggio. La Zona di Sestri-Voltaggio diventa interpretata in sostanza come una alzata marginale del "Ligurikum", causata dai movimenti del Gruppo di Voltri; l'evento é diventato complicato da movimenti contrarii (nel nord), massi sciolati dal Gruppo di Voltri e da una tettonica a scaglie.

Gli argilloscisti dimonstrano un piegamento stretto e intenso, gli assi delle pieghe e tutte le strutture variano tra N - S e NW - SE, con vergenze alternante.

I scisti policromi separano questo piano tettonico inferiore degli argilloscisti da quello dell'Antola-Alberese, che sviluppa un sistema grandioso delle pieghe acute (Accordeon faults) con vergenze a SE - S. I scisti policromi permettono una tettonica quasi libera dell'Antola-Alberese, un scivolamento gravitatio non sembra di essere escluso.

La tettonica ha avuto luogo in sostanza durante l'oligocene inferiore o poco prima. Il complesso piegato ed alzato ha sofferto una erosione forte ed é stato trasgredito dai conglomerati dell' oligocene superiore. Durante il rialzamento nuovo - cominciando nel pliocene - cioé l'orogenesi definitiva, i conglomerati divèntavano spostati.

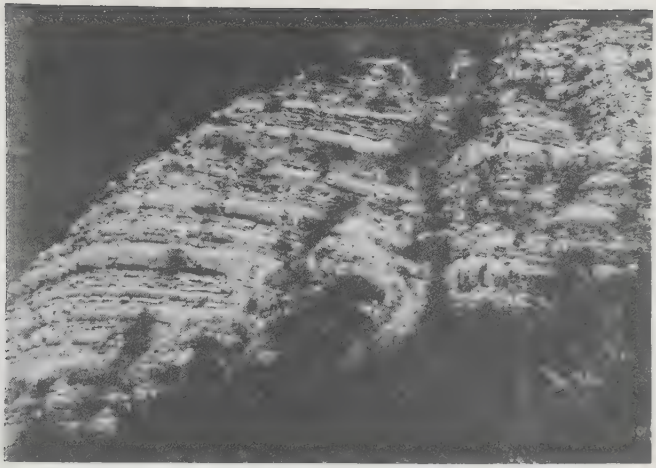


Abb. 2. Monotone rhythmische Flyschsedimentation des Antola-Alberese. Monte Carmo oberhalb Casella/Scrivia.

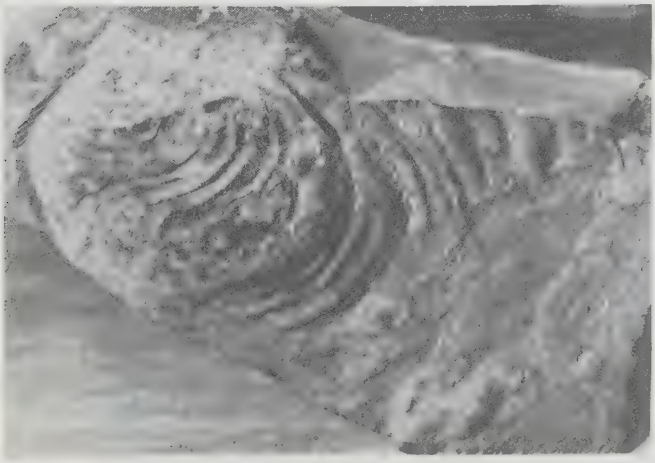


Abb. 4. Inoceramus ex gr. balticus JOH. BÖHM, Antola-Alberese, südlich Bromia (Montoggio) 0,7 fach.

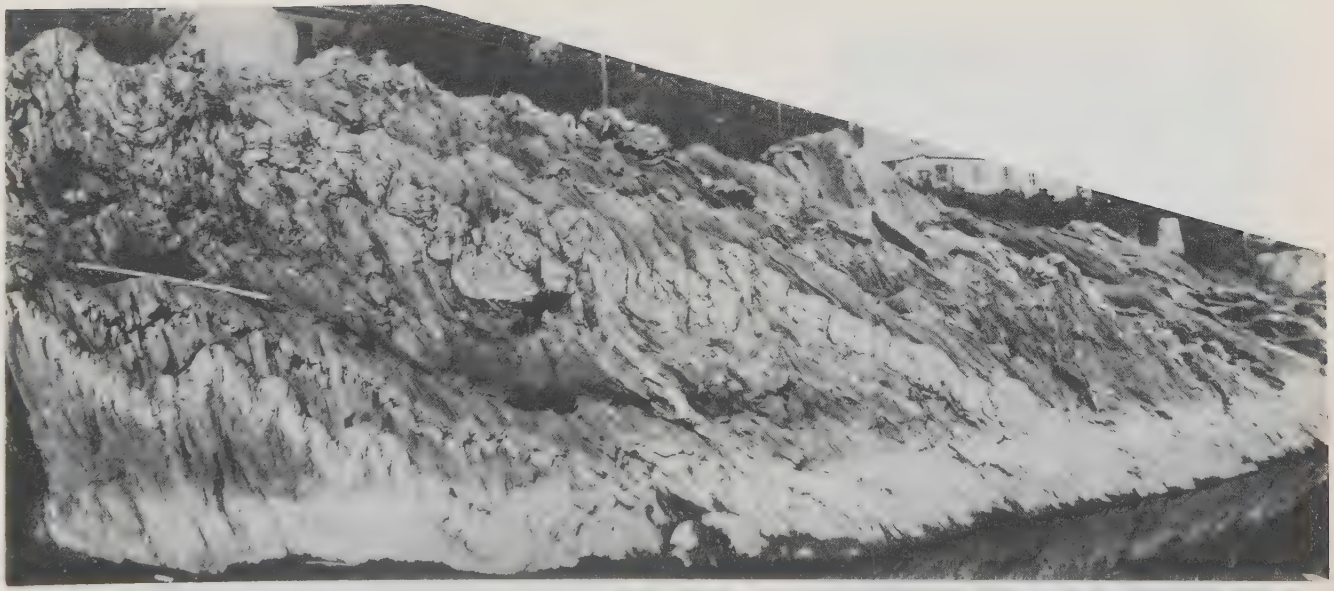


Abb. 5. Faltung und Schiefrigkeit in den Sandkalken und Tonschiefern des Niveau V der Argilloscisti an der Scrivia bei Villavecchia / Ronco. Zollstock = 1 m

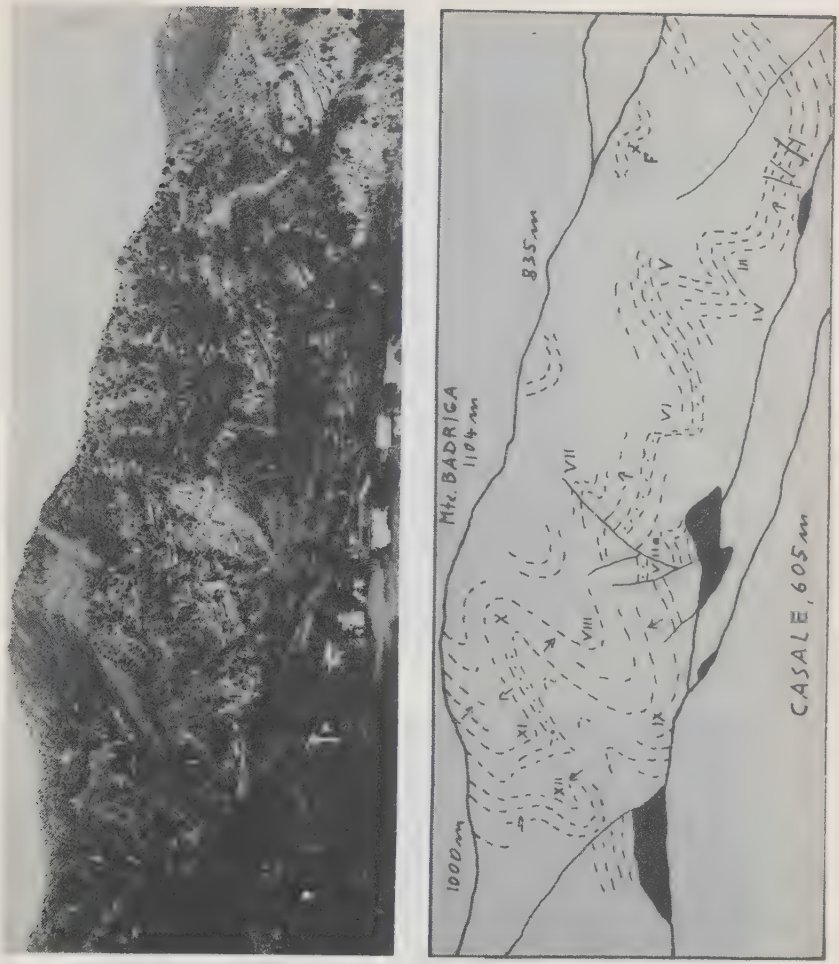


Abb. 8 . Faltensequenz des Antola-Alberese am Monte Badriga, NE-Schluß des Tales von Montoggio. Die Scisti policromi sind schwarz gehalten

Abb.6. Boudinage im Niveau V, Campelo, Straße Casella - Bolzaneto. (Aufschluß existiert nicht mehr)

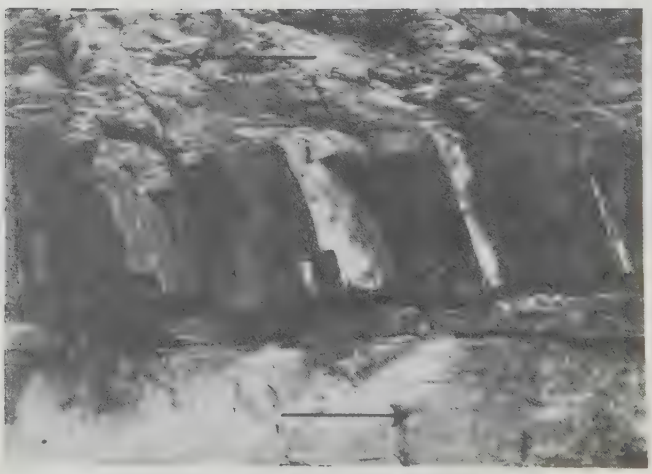


Abb.9 . Durch Relativbewegung im Sinne der Pfeile zerscherte und verkantete Bank des Antola-Alberese. Rio della Lena..

7.0 LITERATURVERZEICHNIS

AGIP MINERARIA: Foraminiferi Padani, Milano 1957

-.- Microfacies Italiane, Milano 1959

ARGAND, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Essai de carte structurale, Beitr. Geol. Karte Schweiz, 64, 1911

BEHRMANN, R.: Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystem. Geotekt. Forsch., H.12, 1958

BOLLI, H.: Zur Stratigrafie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Mitt. aus dem Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Ser. A, No.34, 1945

BONI, A.: Per la geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia - Piacenza. Atti Ist. Geol. Univ. di Pavia, Vol. XII, 1961

CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Basel 1953

CONTI, S.: Valli in serpentina della Liguria. Contrib.1: Boll. Soc. Geol. It. 60, 1941, Contrib. 2: 61, 1942, Contrib. 3 u. 4: 63, 1944

-.- Considerazioni preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle alpi Liguri e Cozie. Publ. Ist. Geol. Univ. Genova. Quadr. 8, Ser. B, 1954

-.- Diaspri, ftaniti e radiolariti. Ebenda Quadr. 11 1958

CRETTAZ, P.: Geologische Untersuchungen an der Alpen - Apenningrenze in Ligurien (Italien). Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH Zürich, Ser. C., Nr. 61, Diss. 1955.

DAL PIAZ, G.B.: Rapporti e differenze fra la formazione pennidica dei calcescisti alpini e la formazione argillosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale. Atti Accad. Sci. Torino 77 u. 78, 1943

ENGELS, B.: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. Geotekt. Forsch. H.13, 1959

FALLOT, P., LANTEAUME, M., CONTI, S.: Sur âge des calcaires à Helminthoides (Alberese) de la région génoise. Comptes rendus des séances de l'Academie des Sc.t.247,1958

FALLOT, P.: Géologie méditerrane. 1959

FRANCHI, S.: Sull'età delle pietre verdi del Gruppo di Voltri nell'Appennino genovese. Boll. Soc. Geol. Ital. 34, 1915

-.- Alcuni nuovi lembi di oligocene nei dintorni di Isoverde. ebenda 36, 1917

-.- Di una eclogite in filoni nella lherzolite dei dintorni di Voltaggio. Ebenda 39, 1920

-.- I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcescisti e l-ipotesi di un grande carregiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane. Atti Accad. Linc., 1, 6. Ser., 1925

-.- La prosecuzione della zona ad Helmintoidea delle Alpi Marittime all'Appennino genovese e l'età delle Argille scagliose. Mem. R. Accad. Linc. Cl. Fis. Ser. 6, 1 1926

GÖRLER, K.: Geologie des mittleren Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio, Provinzen Genua und Alessandria, Italien. Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ.Berlin, 1960

-.- Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio einschließlich der angrenzenden Gebiete (Prov.Alessandria und Genua). Diss. Freie Univ. Berlin 1962

GRUNAU, H.: Geologie von Arosa. Diss. Bern 1947

HEIDE, S. van der: De Geologie van het Gebied tusschen Scrivia en Staffora. Leidsche geol. Mededeelingen Deel XII, 1941

IBBEKEN, H.: Geologie des oberen Scrivia-Tales zwischen Casella und Montoggio, Provinz Genua, Italien. Unveröff.Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 1960

KOBER, L.: Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen. S.-B. Akad. Wiss. Wien, 136, 1927

-.- Bau und Entstehung der Alpen. Wien 1955

LIPPARINI, T.: Studi stratigrafici e tettonici dell' Appennino settentrionale. Boll.Uff.Geol.Ital. 69 (1944), t. 7, 1946

LOCHER, TH.: Zur Geologie der Gruppe von Voltri. Diss. Zürich 1957, Mitteil.a.d.Geol.Inst.ETH u. Univ. Zürich,

LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin. Geol. Rdsch. H. 1, 1929

MASINI, R.: Le Tirrenidi. Pisa 1955

MAXWELL, J.C.: Turbidite, Tectonic and Gravity Transport, Northern Apennine Mountains, Italy. Bull. Am. Ass. of Petr. Geol. Vol. 43, 11, 1959

MERLA, G.: Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital. 70, 1952

-.- Ricerche tettoniche dell'Appennino settentrionale. Int. Geol. Cgr. 1948, Part. XIII, London 1952

-.- Essay on the Geology of the Northern Appennines. Meeting on the Gas Fields of Western Europe. Milan Septembre:Octobre 1957

MIGLIORINI, C.I.:Composite Wedges and Orogenic Landslips in the Appennines. Int.Geol.Cgr. 1948, Part VIII, London 1950

MONTANARO-CALLITELLI, E.: Tentativo di interpretazione genetica di certe argille appenniniche alla luce dei recenti reperti oceanografici. Int. Geol. Cgr. 1948, Part VIII, London 1950.

-.- Globutruncane campiano-maestrichtiane nella formazione a facies di flysch di Serramazzoni nell' Appennino settentrionale modenese. Boll. Soc. Geol. Ital. Vol. 72, 1958

REPOSSI, E.: Ritrovamento di Fossili nella dolomia del M. Gazzo presso Sestri Ponente. Att. Real. Acc. Linc. ser. 5 Vol. 28, 2, 1919

REUTTER, K.-J.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord-Apennin. Diss. Berlin Freie Univ., 1960

-.- Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N.Jb. Geol. u. Paläont. Mh. 1961

RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. N.Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 105, 1957

-.- Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. Geol. Rdsch. 46, 1957

-.- Schiefrigkeit und tektonische Achsen im Gebiet des Velberter Sattels (Rheinisches Schiefergebirge) Z.d.G.G. Bd. 112, 1. Teil, 1960

RICHTER, M.: Zum Problem der alpinen Gipfelflur. Ztschr. f. Geomorphologie, Bd. 55, H.3-4, 1929

-.- Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. Geologie, Jhrg. 7, 1958

-.- Über den Bau der Ligurischen Alpen. Das Fenster von Castelvecchio. N. Jhrb. Geol. u. Paläont. Abh. 107, 1959

-.- Über den Bau der Ligurischen Alpen. Der Flysch des Gebietes San Remo - Alassio. ebenda 108, 1960

-.- Über den Bau der Ligurischen Alpen. 3. Tektonik und Stellung der Flyschzone. Z.d.G.G. Bd. 113, 1.Teil, 1961

-.- Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin. Geol. Rdsch. 50, 1960

ROESLI, F.: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. Eclg. Geol. Helvet. 37, 2, 1945

ROEVER, de W. P.: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rdsch. 46, 1957

ROVERETO, G.: Osservazioni geologiche lungo la nuova linea Ferrata Genova - Ovada. Boll. Soc. Geol. Ital. 13, 1894

-.- Liguria Geologica. Mem. Soc. Geol. Ital. 2, 1939

SACCO, F.: L'Appennino settentrionale Boll. Soc. Geol.Ital. 10, 1891

-.- I Problemi delle formazioni ofiolitiferi delle Alpi e dell'Appennino. Atti R. Accad. Sci. Torino, 61, 1934

SAUSSURE, H.B.de: Voyages dans les Alpes. Neuchatel, 1780 - 96.

SCHNEIDER, J.: Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin. Abh. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen, Math.-Phys.,Kl., III. Flg. Heft 14, 1935

SEGRE, A.G.: Neue geologische und morphologische Untersuchungen im Tyrrhenischen Gebiet. Geol. Rdsch. 47, 1958

SEIDLITZ, W. von: Entstehen und Vergehen der Alpen. Stuttgart 1934

SEILACHER, A.: Flysch und Molasse als Faziestypen. Eclg. Geol. Vol. 51, No. 3 1958

SIGNORINI, R.: Autoctonia e alloctonia dei terreni dell' Appennino Centrale e settentrionale. Rend. Acc. Naz. Linc., ser. VIII, Vol. 1 fasc. 1, 1946

SITTER, L.U. De: Structural Geology. London 1956

STAUB, R.: Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. Vjhrschr. Natf. Ges. Zürich, 73, 1928

-.- Zur tektonischen Analyse des Apennins. ebenda 1933

-.- Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Ec. Geol. Helvet. 44, 1951

-.- Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge. Koberfestschrift, 1953

STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. Mber. Geol. Ges. 59, 1907

-.- Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Geol. Rdschr. 4, 1913

-.- Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C.R. 14^{e} Congrès Géol. Madrid, 1926

STILLE, H.: Die sogenannte Rückfaltung des Apennin. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1927

STUDER, B.: Geologie der Schweiz, Bd. 1 Bern 1851

TEICHMÜLLER, R. und SCHNEIDER, J.: Die Grenze von Alpen und Apennin. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, 1935

TEN HAAF, E.: Significance of Convolute Lamination. Geologie en Minjbouw Jhrg. 18, 1956

-.- Graded beds of the Northern Apennines.

TERMIER, D. und BOUSSAG, J.: Sur le caractère "exotique" du massif cristallin de ligure et sur la séparation de l'Apennin et des Alpes. C.R. Acad. 152, 1911

-.- Sur l'existence dans l'Apennin ligure au nord-ouest de Gènes, d'un passage latéral de la série cristallo-

phylliene dite "des schistes lustrés" à la série sédimentaire ophiolitique de l'Apennin. Ebenda, 149, 1911

TORNQUIST, A.: Alpen und Apennin auf Sardinien und Corsica. Geol. Rundschau, Bd. 1, 1910.

TRÜMPY, R.: Paleotectonic Evolution of the Western Alps. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 71, 1960

VANOSSI, Mario: Cenni Petrografici su alcune rocce silicizzate della zona di Mignanego (Genova). Boll. Soc. Geol. Vol. 79, 1960

VIVIANI, D.: Voyage dans les Apennins de la ci-devant de la Ligurie pour servir à l'introduction à l'histoire naturelle de ce pays. Gènes, 1807

WAALS, L. van der: De Geologie van een Gebied ten Noorden van La Spezia, Zuid-Oost Ligurie (Italie). Diss. Amsterdam 1946

WIJKERSLOOTH, P. de: Bau und Entwicklung des Apennins besonders der Gebirge Toskanas. Geol. Inst. Amsterdam, 1934

WUNDERLICH, H.G.: Über Verformung kompetenter und inkompetenter Wechsellagerungen und den Zusammenhang von Faltung und Schieferung. Z.d.g.G. 112, 1, 1960

-.- Deckenbau, Faltung und Lineation in den Ligurischen Alpen und im angrenzenden Appennin. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. Nr. 5, 1958

-.- Zur Tektonik und Metamorphose der Apuanischen Alpen. Ebenda, Nr. 6, 1960

ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane. Mem. descr. d. Carta Geol. d'Italia, Vol. 25, 1932

Lebenslauf:

Am 16.2.1935 wurde ich, Hillert Ibbeken, als Sohn des Historikers Dr.phil.habil.Rudolf Ibbeken und seiner Ehefrau Anne, geb. v.Volkmann, in Berlin geboren.

In den Jahren 1941 - 45 besuchte ich die Volksschulen in Berlin-Nikolassee, Liepen (Mecklenburg) und Schleswig, anschließend die Staatl.Domschule in Schleswig bis 1948 und die Schillerschule in Hameln, beide humanistischer Zweig. 1955 legte ich die Reifeprüfung ab.

Am 30.3.1955 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin für die Fachrichtung Geologie der math.-nat. Fakultät immatrikulieren. Ich beendete das Studium im Juli 1960 mit der Diplomprüfung.

Im Verlauf meines Studiums führte ich ein sechsmonatiges Praktikum im Kohlen- und Erzbergbau durch.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren: M.Richter, R.Schönenberg (Geologie und Paläontologie), K.R.Mehnert (Mineralogie), K.F.Jahr, W.Lautsch (Chemie), H.Lassen, F.Hohnerjäger (Physik), W.Ulrich (Zoologie), E.Fels, R.Meckelein (Geographie) und die Herren Dozenten: Bischoff (Geologie), Kühne (Paläontologie) und Kohler (Mineralogie).